РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 70

ГЕОС

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENSIS
COMISSION FOR STUDY
OF THE QUARTERNARY

ГЕОС

BULLETIN
OF COMISSION
FOR STUDY
OF THE
QUARTERNARY

№ 70

Bulletin was founded in 1929

Editorial Board:
doctor of geological and mineralogical sciences
YU.A. LAVRUSHIN (editor-in-chief)
candidate of geological and mineralogical sciences
I.M. KHOREVA
candidate of geological and mineralogical sciences
I.A. CHISTYAKOVA

MOSCOW
GEOS
2010

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 70

Бюллетень основан в 1929 г.

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН (главный редактор)
кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА
кандидат геолого-минералогических наук
И.А. ЧИСТЯКОВА

МОСКВА
ГЕОС
2010

УДК 551.7/8
ББК 26.323
Б 98

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 70. – М.: ГЕОС, 2010. – 116 с.
ISBN 978-5-89118-535-7

В данном номере Бюллетеня содержатся новые материалы по глобальным проблемам изучения четвертичного периода и отдельным региональным вопросам. Новые идеи, изложенные в ряде работ могут представлять интерес для дальнейшего развития фундаментальных проблем квартера в XXI веке.

Для геологов, палеонтологов, палеогеографов, археологов и других специалистов, изучающих проблемы четвертичного периода.

Редакционная коллегия:
Ю.А. Лаврушин (главный редактор), А.А. Величко, Н.Г. Судакова,
И.А. Чистякова, И.М. Хорева, С.М. Шик

Bulletin of Comission for study of the Quaternary. № 70. – M.: GEOS, 2010. – 116 p.
ISBN 978-5-89118-535-7

The suggested issue of the Bulletin includes new data in global Quaternary problems and some regional evidence. The presented new ideas may be of interest for subsequent development of fundamental problems of Quaternary in the XXI st century.

The issue is addressed to geologists, paleontologists, archaeologists and other specialists interested in of Quaternary.

Editorial board:
Yu.A Lavrushin (Editor-in-chief), A.A. Velichko, N.G. Sudakova,
I.A. Chistyakova, I.M. Khoreva, S.M. Shik

© Российская Академия наук, 2010
© ГЕОС, 2010

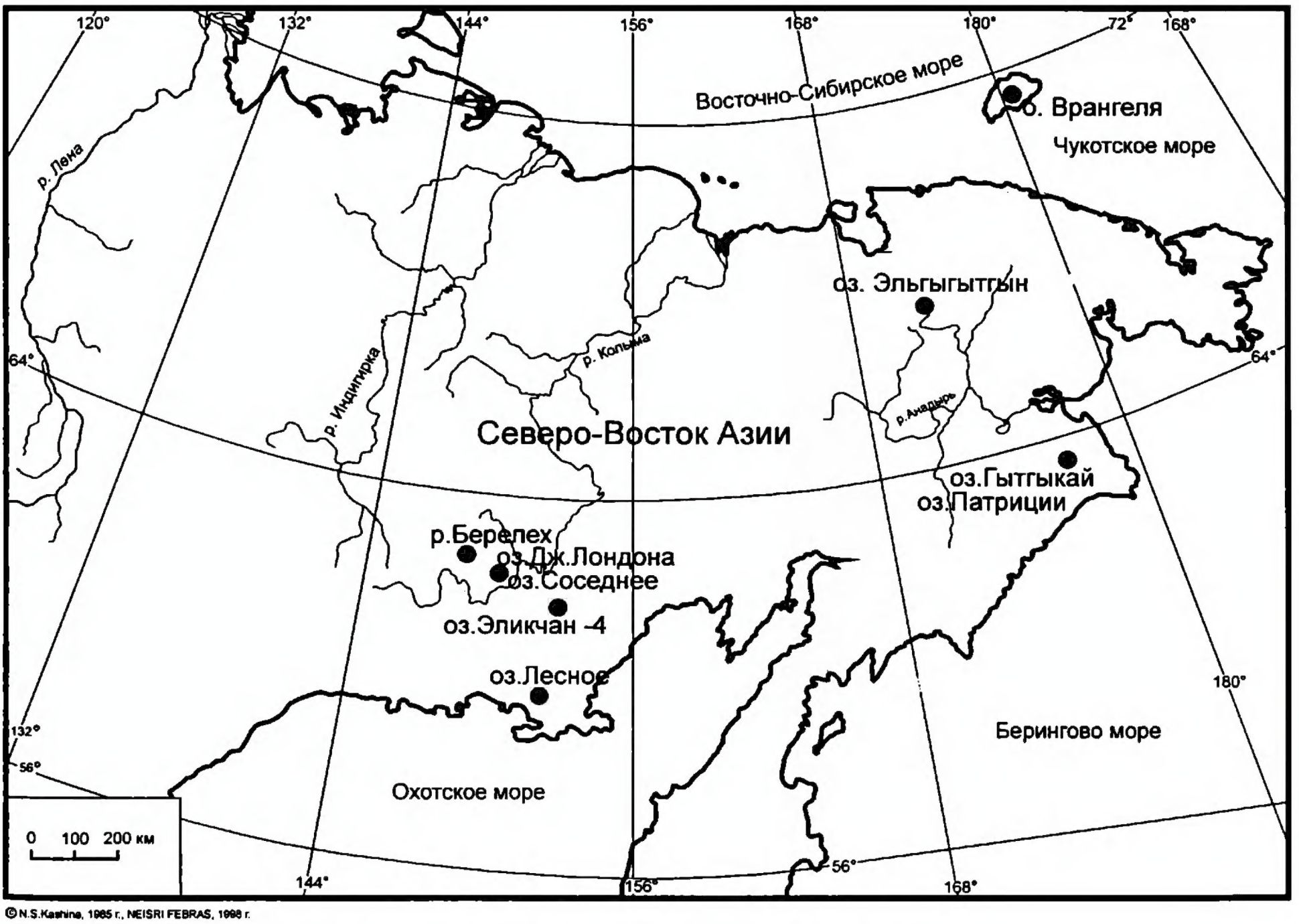
БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 70, 2010 г.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ КЛИМАТЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ЗАПАДНОЙ БЕРИНГИИ

П.М. Андерсон, А.В. Ложкин, Т.В. Матросова

Западная Берингия охватывает территорию от Берингова пролива до Верхоянского хребта и от Восточно-Сибирского и Чукотского морей до северного побережья Охотского моря. Местонахождения (рис. 1), давшие непрерывные летописи изменений растительного покрова и климата в позднем плейстоцене и в переходный от плейстоцена к голоцену период (поздняя пора неоплейстоценовой фазы и голоценовая эпоха), относятся к шести регионам: 1) Полярная Чукотка; 2) Северная Чукотка; 3) Южная Чукотка; 4) Горная система хребта Черского; 5) Северо-Западное Приохотье; 6) Охотоморского побережье.

Палинологические, палеокарпологические и радиоуглеродные данные характеризуют различные осадки, включая озерные, погребенные торфяники, палеопочвы, аллювия и захоронения мамонтовой фауны (например, Киргиляхский ма-



© N.S.Kashina, 1985 г., NEISRI FEBRAS, 1998 г.

Рис. 1. Географическое положение местонахождений, рассмотренных в статье

монт в бассейне Верхней Колымы [Шило и др., 1983]). Северное Приохотье – бассейн р. Колыма дали особенно большое количество непрерывных озерных пыльцевых летописей для Северной Азии. Стратиграфические термины, традиционные в Западной Сибири и на Северо-Востоке Европы, иногда используются при хронологических построениях отдельных местонахождений региона. Хотя хронология, разработанная для других отдаленных районов, может не отвечать событиям, установленным в Западной Берингии, но временные интервалы типичны для российских публикаций. Эта терминология может применяться наряду со схемами, основанными на радиоуглеродных датировках.

Резкое и быстрое потепление климата Западной Берингии 12400 л. н. вызвало весьма существенную перестройку растительного покрова. Господствовавшие в ландшафте в течение последней ледниковой стадии (морская изотопная стадия 2) травянистые и травянисто-кустарничковые тундры замещаются довольно однообразной по составу кустарниковой березовой тундрой, а затем березово-ольховниковой тундрой и лиственничными лесами. Относительно теплые и влажные климатические условия в позднем дриасе, пребореальном и бореальном периодах голоцена явились также основной причиной широкого и в целом одновременного образования в регионе торфяников. В бореальный период происходит значительное продвижение крупных кустарников ольховника и ивы на север, включая о. Котельный (75–76° с. ш.). Датированные по радиоуглероду стволы и корни берез, найденные в зоне современной травянисто-кустарничковой тундре (бассейн р. Большая Куропаточья), свидетельствуют, что в бореальный период древовидная береза была распространена на территории Приморских низменностей Якутии. Карпоиды экзотических берез из секции Costata были обнаружены также в отложениях аласов на р. Крестовка, правом притоке р. Колыма. На основании этих данных интервал, сопоставляемый с бореальным периодом, в Западной Берингии можно рассматривать в качестве термического оптимума голоцена. Следует также отметить, что убедительные доказательства похолодания позднего дриаса отсутствуют в северной и восточной территориях региона.

Для построения спорово-пыльцевых диаграмм мы использовали компьютерные программы. Участие каждого пыльцевого таксона показано в процентах от суммы всех пыльцевых зерен. Процентное содержание спор приводится как относительная величина от общего количества пыльцевых зерен отдельно для каждого спорового таксона. В левых частях диаграмм показано соотношение пыльцы группы древесных и кустарниковых растений, пыльцы группы травянисто-кустарничковых и группы спор.

1. Полярная Чукотка

Развитие торфяников на о. Врангеля 11–10 тыс. л. н. представляет резкий контраст минимальному накоплению органики за последние 6 тыс. лет в южных и центральных районах острова. 20 последовательных датировок по радиоуглероду были получены сцинтилляционным методом и с помощью акселеративного масс-спектрометра для бурого осокового торфа мощностью 110 см, впервые охарактеризованному С.Л. Вартананом в обнажении на берегу р. Мамонтовая в центральной гористой части о. Врангеля (71° 10′ с. ш., 170° 45′ з. д., абсолютная отметка 200 м). Подошва торфяника датирована 10950±60 л. н. (CAMS-18007), верхние слои – 10080±50 л. н. (МАГ-1498). Высокое содержание пыльцы *Betula* в пыльцевых спектрах торфяника (рис. 2), а также находки макрофоссилий *Betula exilis* Sukacz., *Empetrum nigrum* L., *Rumex beringensis* Jur. Et Petr., экзотических сейчас для о. Врангеля видов, свидетельствуют о более умеренном по сравнению с современным климате позднего дриаса.

Видовым разнообразием характеризуется ископаемая семенная флора торфяной залежи в нижнем течение р. Тундровая, пересекающей Тундру Академии на севере о. Врангеля (71° 30' с.ш., 179° 40' з.д.). Л.Н. Важенина показала, что эта флора отвечает существованию мохово-осокового (мезотрофного) болота, а относительно высокая роль во флоре таких экзотов, как *Betula* sect. Nana, *Empetrum nigrum*, Ericaceae cf. *Phyllodoce caerulea* (L.) Bar., предполагает ее развитие в условиях климата более теплого и влажного, чем современный. Радиоуглеродные датировки, 10010±130 л. н. (LU-2585), 9910±120 л. н. (LU-2582), позволяет сопоставить время формирования ископаемой флоры р. Тундровая с пребореальным периодом голоцена [Важенина и др., 2004].

2. Северная Чукотка

Наиболее полная последовательная пыльцевая летопись изменений климата и растительности Берингии за последние 350 тыс. лет установлена в верхнем 1650-см слое осадков кратерного оз. Эльгыгытгын. Озеро образовалось около 3,5 млн л. н. при падении метеорита в районе с координатами 67° 30' с. ш., 172° 05' в. д. Размеры озера 14x12 км; абсолютная отметка поверхности воды 489 м. Окружающие озеро вершины Анадырского плоскогорья поднимаются до 600–1000 м. Крутые

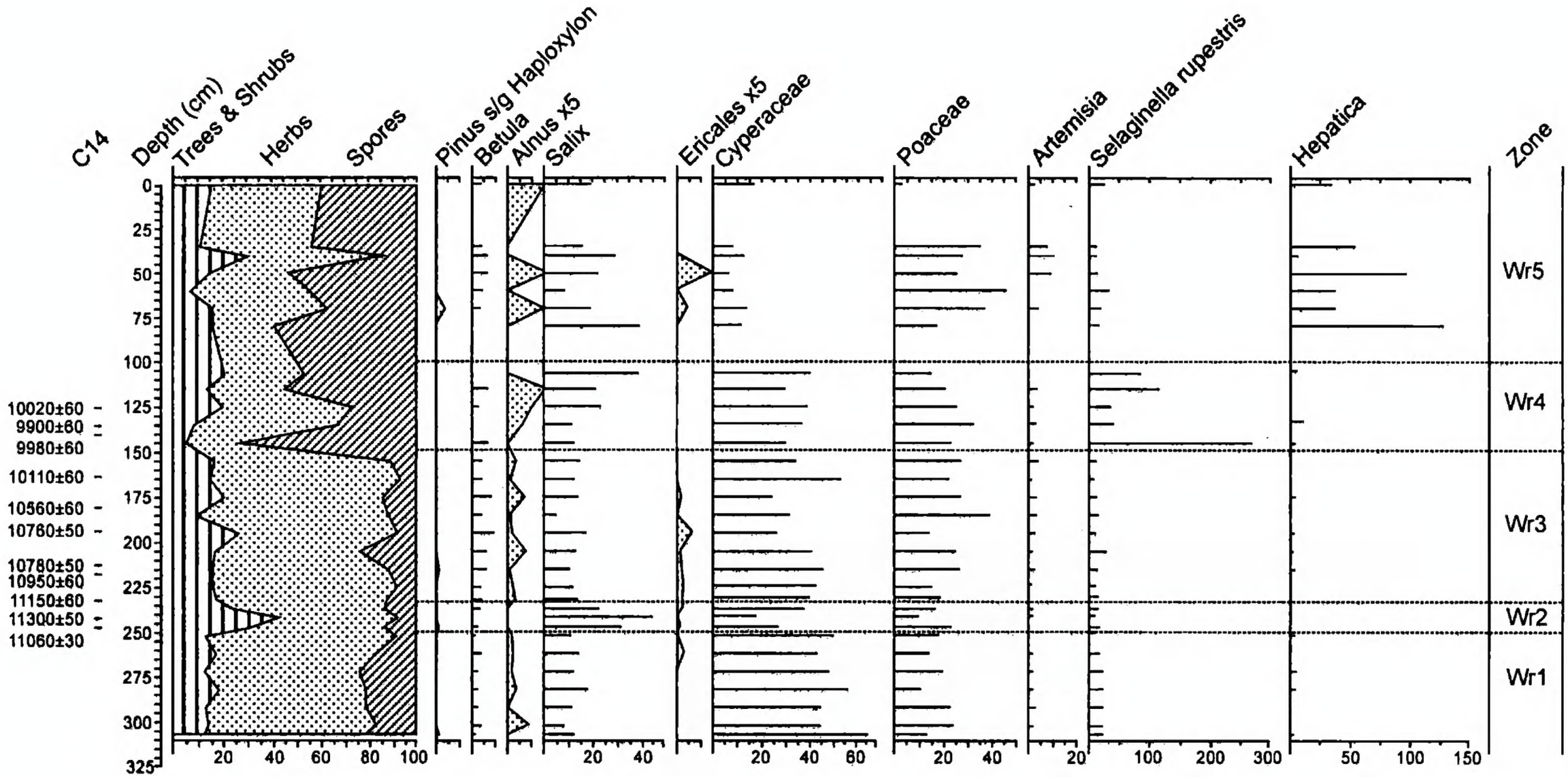


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма осадков в обнажении на р. Мамонтовая (о. Врангеля)

на севере и западе и относительно пологие на востоке и юге склоны покрыты кустарничково-лишайниковой тундрой с низкорослыми ивами на защищенных участках. Центральная часть озера (диаметром 9 км) имеет сравнительно ровное дно с глубинами до 173 м. Здесь пройдены скважины, вскрывшие алевриты, на некоторых уровнях с ясной тонкой слоистостью и примесью песка.

Результаты палинологического анализа осадков обобщены на диаграмме (рис. 3), не включающей образцы, содержащие менее 300 пыльцевых зерен. Обращает внимание очень четкое отражение двух важнейших палеоклиматических рубежей. Резкое изменение спорово-пыльцевых спектров в интервале 47–75 см (пыльцевая зона E2) свидетельствует о весьма существенной перестройке растительного покрова: смене господствовавшей в период максимального похолодания климата в конце позднего плейстоцена (морская изотопная стадия 2 [Bradley, 1985]) мозаичной травянистой тундры (зона E5) кустарниковой березовой, а затем крупнокустарниковой ольховниково-березовой тундрой. Подобная смена установлена во всех переходных от плейстоцена к голоцену озерных пыльцевых летописях Западной Берингии около 12400 л. н. [Late Quaternary…, 2002]. Первое значительное увеличение после ледникового интервала роли пыльцы *Pinus*, как это отражено в спектрах зоны E1, датируется в Западной Берингии 8 тыс. л. н. Таким образом, пыльцевые зоны E2 и E1 отвечают морской изотопной стадии 1.

Получено первое убедительное свидетельство значительного потепления климата Берингии в начале позднего плейстоцена (пыльцевые зоны E 10-8) – морская изотопная стадия 5 (микулинский климатохрон, сангамон; в Приенисейской Сибири – казанцевский горизонт). В это время в районах современной гипоарктической тундры доминировали сообщества крупнокустарниковых тундр с *Pinus pumila* (Pall.) Regel, *Duschekia fruticosa* (Rupr.) Pouzar, подобные переходным между тундрой и тайгой фитоценозам Чукотки, и лиственничные леса. Изменения в соотношениях основных кустарниковых таксонов (*Pinus pumila, Betula, Alnus*) позволяют выделить изотопные подстадии 5e (зона E10, пики пыльцы березы и ольхи отвечают максимуму потепления), 5d (зона E9 – похолодание, отраженное пиком пыльцы кедрового стланика). Можно предположить, что вторая половина зоны E9 и зона E8 включают изотопные подстадии 5c (потепление, увеличение количества пыльцы ольхи), 5b (развитие сообществ березы) и 5a (распространение крупнокустарниковых тундр, аналогичных тундрам Южной Чукотки).

В верхней части диаграммы выделяются две травянистые пыльцевые зоны (E7, E5) с устойчивым составом спорово-пыльцевых спектров. Спектры зоны E7, сопоставляемой с изотопной стадией 4 (60–74 тыс. л. н.), несомненно, продуцированы тундровыми злаково-травянистыми сообществами, отражающими глубокое похолодание климата. Спектры зоны E5, отнесенной к изотопной стадии 2 (27,4–12,4 тыс. л. н.), подчеркивают преимущественное распространение ксерофитных тундровых сообществ. Эта зона соответствует максимуму последнего ледниковья, который рассматривается как главный климатический рубеж плейстоцена с низким гляциоэвстатическим уровнем океана, глубоким похолоданием, ксерофитизацией [Величко, 1968].

В отличие от спектров травянистых пыльцевых зон E5 и E7 спектры зоны E6 характеризуются заметным изменением на разных уровнях роли основных пыльцевых (особенно кустарниковых) и споровых таксонов, что указывает, очевидно, на неоднократные климатические флюктуации. Зона отвечает изотопной стадии 3 (60–27,4 тыс. л. н.), хотя не исключено, что этой стадии принадлежат также нижние слои зоны E5. Спектры зоны E6 отражают полынно-злаковые тундры с небольшим участием кустарников, развивавшиеся в более суровых, чем современные, климатических условиях.

Мы полагаем, что палеоклиматическая летопись, отраженная в верхнем слое осадков оз. Эльгыгытгын, соответствует морским изотопным стадиям с 1 по 10. Выделенные на диаграмме пыльцевые зоны с E11 по E23 показывает сложные климатические изменения среднего звена неоплейстоцена, включая межледниковые изотопные стадии 7 и 9. Дальнейшее исследование оз. Эльгыгытгын может внести важный вклад в понимание природы и прогнозирования ледниковых и межледниковых изменений, резких климатических колебаний и может быть ключевым в изучении Тихоокеанской и Североатлантической систем атмосфера–океан–континент.

Палинологические и карпологические анализы торфяников, вскрытых в обрывах речных террас вблизи оз. Эльгыгытгын (67° 26′ с. ш., 172° 13′ в. д.), показывают широкую экспансию ольховника в районы современной травянисто-лишайниковой тундры [Шило и др., 2008]. Радиоуглеродные датировки по крупным стволам и обломкам ветвей *Duschekia fruticosa*, – 9250±90 л. н. (МАГ-1477), 9125±30 л. н. (МАГ-994), 8120±25 л. н. (МАГ-1478), позволяют сопоставить время накопления торфяников с бореальным периодом голоцена. В торфянике были найдены также орешки *Betula* sect. Nana, *Duschekia fruticosa*, но особый интерес представляет находка хвои *Larix gmelinii* (Rupr.) Rupr. Присутствие остатков лиственницы в торфя-

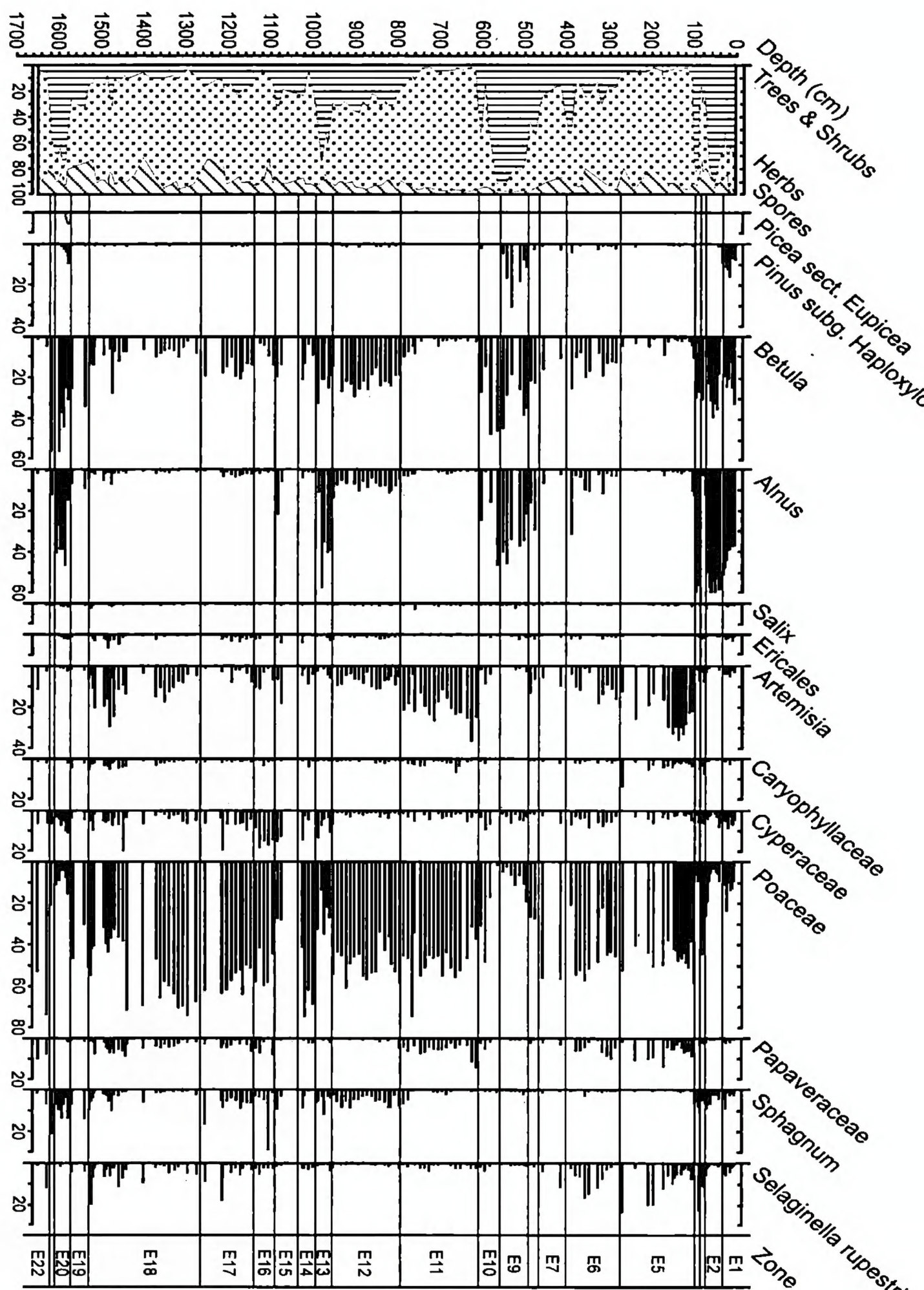


Рис. 3. Соотношение групп растительности, основных пыльцевых и споровых таксонов в спектрах осадков оз. Элгыгытгын

нике вполне определенно свидетельствует о том, что около 9–8 тыс. л. н. она произрастала в окрестностях оз. Эльгыгытгын, т. е. на 400 км севернее границы ее современного ареала на Чукотке.

3. Южная Чукотка

Исследование осадков оз. Гытгыкай и Патриции на юге Анадырской депрессии дает последовательную летопись изменений климата и растительности в течение тридцати тысяч лет. Озера находятся у западных отрогов хребта Кэнкэрен в зоне крупнокустарниковой *Pinus pumila, Duschekia fruticosa* тундры (63° 10′ с. ш., 176° 45′ в. д.). Широко развитые здесь ледниковые и водно-ледниковые отложения слагают разнообразные формы рельефа – конечные и боковые морены, камы, зандровые поля. В «чашах», образованных моренами высотой 15–40 м, сформировались оз Патриции, а в 10 км к северо-западу от него – оз Гытгыкай. Склоны и плоские вершины морен покрыты кедровым стлаником, образующим также заросли на ровной поверхности каменистой тундры, и совместно с ольховником, кустарниковыми березами (*Betula middendorffii* Trautv. et Mey) и ивой – на склонах гор, по берегам рек и озер.

Оз. Патриции (абс. отм. уровня воды 121 м) достигает в длину 800 м и в ширину 500 м. В центральной части озера на глубине 11 м установлена ровная площадка, где были пройдены скважины, вскрывшие 512-см сравнительно монотонную толщу алевритов (до подстилающей их морены). В центре оз. Гытгыкай (длина 1350 м, максимальная ширина 1000 м, абс. отм. 102,5 м) на глубине 515 см подняты керны, показавшие полную мощность осадков 971 см. Они представлены серым тонкослоистым алевритом с включениями прослоев органики и тонкозернистого песка.

Последовательная смена пыльцевых спектров в осадках озер Гытгыкай и Патриции и литологические особенности кернов свидетельствуют о том, что осадки не подвергались контаминации. Действительно, пыльцевые диаграммы озер Гытгыкай (рис. 4) и Патриции (рис. 5) весьма схожи. Вместе с тем радиоуглеродные датировки показывают, что диаграмма оз. Гытгыкай по сравнению с диаграммой оз. Патриции, охватывает больший возрастной интервал. Этот интервал включает последнюю ледниковую стадию, очевидно в ее полном объеме, так как основание керна в оз. Гытгыкай может быть датировано 27,4–27 тыс. л. н. Таким образом, выделяемые в нижних частях обеих диаграмм травянистая пыльцевая зона наиболее полно представлена в осадках оз. Гытгыкай, где она подразделяется на три подзоны GY1A (971–853 см), GY1B (853–530 см), CY1C (530–347 см). Верхняя граница травянистой пыльцевой зоны проводится по резкому изменению спорово-пыльцевых спектров травянисто-кустарничковой тундры до спектров крупнокустарниковой березовой и березово-ольховниковой тундры, которому соответствует радиоуглеродная датировка 12300±50 л. н. (CAMS-19048, гл. 322–325 см).

Пыльцевые спектры осадков озер Гытгыкай и Патриции (рис. 4, 5) показывают, что во второй половине позднего плейстоцена в районе хр. Кэнкэрэн преобладали осоковые, злаково-осоковые, полынные тундры. Компонентами локальных ландшафтов являлись каменистые участки с *Selaginella rupestris*, Asteraceae, Cichoriaceae, Brassicaceae и сохраняющиеся долгое время летом снежные «пятна» с *Salix* spp., *Ranunculus*, Polygonaceae. Чрезвычайно низкое содержание пыльцы кустарниковых таксонов (таких как *Salix*, *Betula*, *Almus*) подчеркивает суровые климатические условия в течение подзоны GY1A. Очень низкое содержание пыльцы *Pinus* (мы полагаем, что пыльца *Pinus* subgen. Haploxylon принадлежит виду *Pinus pumila*) указывает скорее всего на ее ветровой занос, хотя можно допустить, что кедровый стланик выживал в защищенных местах в долинах с достаточно высоким снежным покровом, устанавливавшимся ранней осенью. Вероятно, увеличение количества пыльцы *Salix*, *Betula*, *Alnus* в подзоне GY1B доказывает распространение кустарников в низинах и на склонах средней высоты. Полынь, очевидно, занимала верхние части сухих прогреваемых солнцем склонах, особенно если нижние склоны были заняты кустарниковой растительностью.

В подзоне GY1C и соответствующей ей на диаграмме оз. Патриции зоне PA1 намечаются признаки расширения влажных сообществ: увеличивается содержание пыльцы Cyperaceae, Ranunculaceae, *Rumex*, появляется пыльца *Rubus chamaemorus*, сокращается количество пыльцы *Artemisia*, Poaceae. Кустарниковые сообщества *Betula* и *Alnus* были, по всей вероятности, весьма редки и/или первоначально включали ассоциации полыни, произраставшие на сухих участках речных долин. В заключительную фазу зоны PA1 некоторые стелющиеся формы ивы (*Salix arctica*) могли образовывать заросли на склонах средней высоты, а другие виды (*Salix lanata*) произрастать на достаточно влажных участках вблизи озер и рек или снежников. Мы полагаем, что особое внимание при реконструкции растительности в ледниковый интервал позднего плейстоцена следует уделять анализу экологических требований второстепенных пыльцевых и споровых таксонов. Например, роль второстепенных таксонов, таких

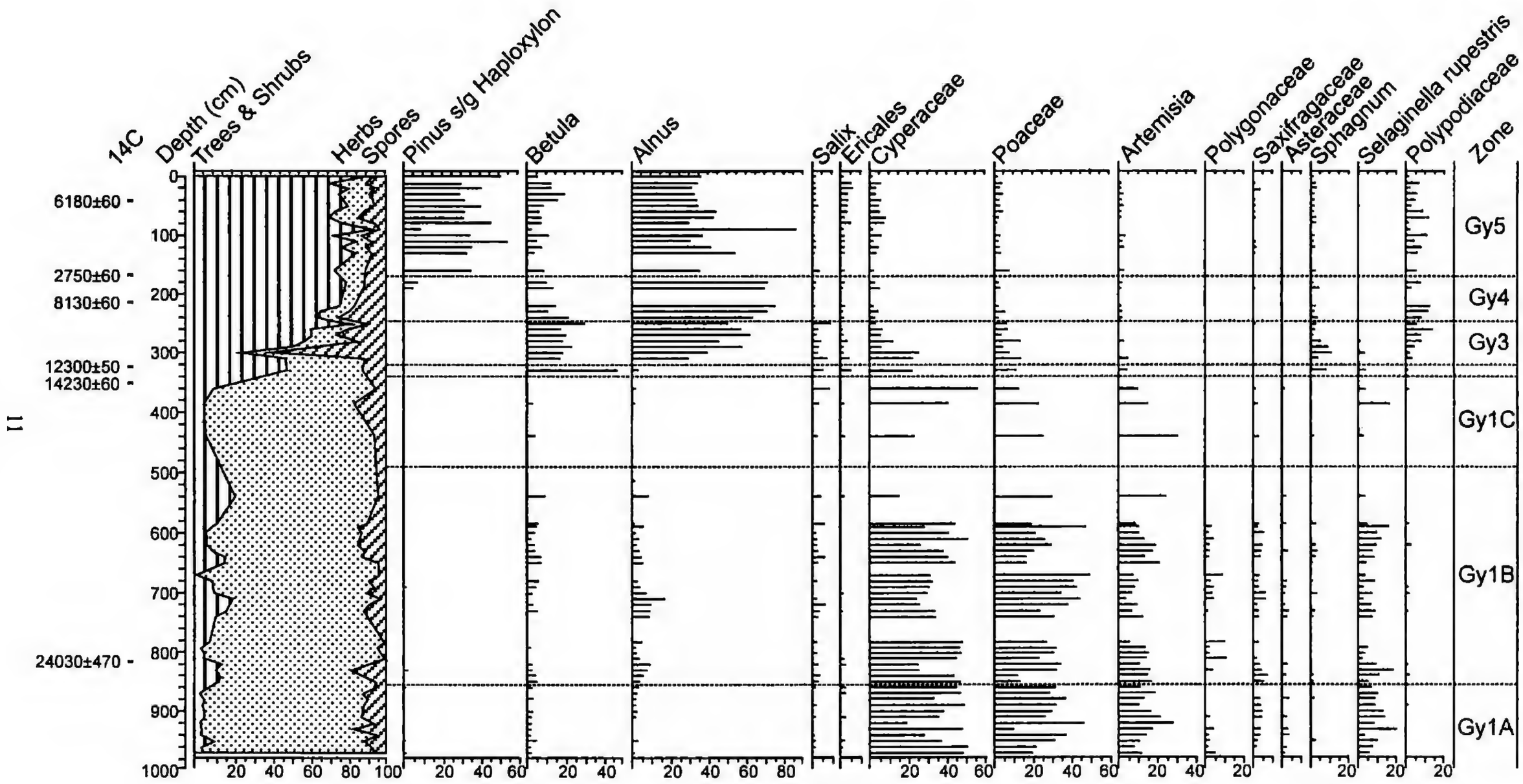


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма осадков оз. Гытгыкай

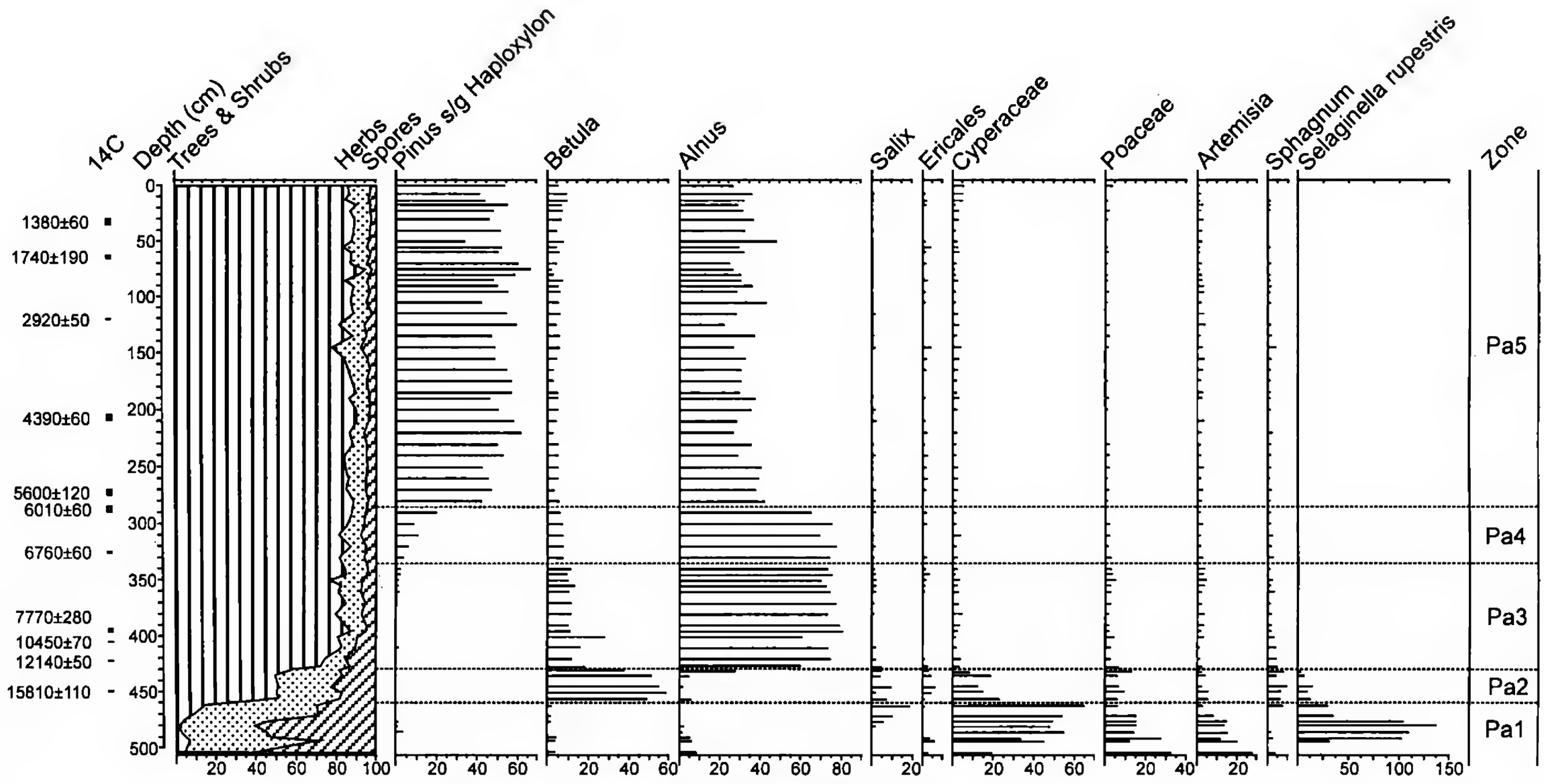


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма осадков оз. Патриции

как Caryophyllaceae, Saxifragaceae, *Thalictrum*, *Rumex* и *Selaginella rupestris*, подобна их роли в арктических сообществах. Эти данные указывают на существование в Берингии в течение висконсина типичных тундр, а не продуктивных степей [Guthrie, 1982, 1990].

О первом значительном последниковом потеплении климата свидетельствуют спектры зоны PA2 (рис. 5). Весьма характерные для этой зоны пики пыльцы *Betula* позволяют рассматривать ее как зону березы. На диаграмме оз. Гытгыкай (рис. 4) зоне PA2 отвечает пик пыльцы *Betula* на границе зон GY1 и GY2. Несомненно, зона PA2 показывает существенную перестройку растительного покрова около 12400 л. н. и смену осоково-злаково-полынной тундры кустарниковой березовой тундрой. Очень ясно выделяемым на диаграмме оз. Патриции зоне *Alnus* (PA3) и зоне Alnus–*Pinus*–*Betula* (PA4) на диаграмме оз. Гытгыкай соответствуют зоны GY2 b GY3. Количество пыльцы *Alnus* (*Duschekia fruticosa*) превышает в спектрах этих зон сумму остальных пыльцевых зерен, отражая широкое развитие ольховниковых сообществ. Пыльца *Betula* может быть отнесена к трем секциям Costata, Nana и Fruticosa. В спектрах зоны PA4 и в верхней части зоны GY3 заметную роль начинает играть пыльца *Pinus pumila*. Радиоуглеродная датировка 8130±60 л. н. (CAMS-19044), относящаяся к зоне GY3, позволяют предполагать, что пыльцевые спектры этой зоны отражают растительность, существовавшую на юге Чукотки в период, соответствующий бореальному периоду голоцена, в течение которого в Западной Берингии происходила экспансия высокоствольных берез и ольховника в районы современной арктической тундры. По всей вероятности, в бореальный период некоторые виды берез – *Betula ermanii*, *B. lanata* – могли достигать северных предгорий хр. Кэнкэрен.

Зона GY4 (рис. 4) и зона PA5 (рис. 5) – пыльцевые зоны сосны и ольховника. Характеризующие эти зоны радиоуглеродные датировки 6180±60 л. н. (CAMS-19047), 6010±60 л. н. (CAMS-31627), 4640±60 л. н. (CAMS-30160), 1380±60 л. н. (CAMS-31625), 1350±60 л. н. (CAMS-31624) позволяют отнести их ко второй половине атлантического периода, суббореальному и субатлантическому периодам голоцена. Таким образом, кедровый стланик, требующий глубокого снежного покрова в холодное время года, становится важным элементом растительности крупнокустарниковой тундры южной Чукотки около 6 тыс. л. н. В течение последних 7–6 тыс. лет вместе с ольховником он образует в этой флористической области своеобразные фитоценозы, называемые иногда стелющимися лесами [Север..., 1970].

4. Горная система Черского

В горных районах Верхней Колымы смена тундровых растительных сообществ последней ледниковой стадии открытыми лиственничными лесами охарактеризована радиоуглеродными датировками 12450±500 л. н. (МАГ-616) нижнего слоя и 11750±400 л. н. (МАГ-617) верхнего слоя торфяника 15-метровой террасы р. Берелех (53° 17′ с. ш., 147° 45′ в. д., абс. отм. 800 м). Спорово-пыльцевые спектры торфяника отражают пыльцевую зону березы (рис. 6), свойственную для всех пыльцевых озерных летописей Западной Берингии переходного от плейстоцена к голоцену периода (Late..., 2002).

В восточной части хребта Анначаг в районе оз. Джека Лондона (62° 10′ с. ш., 149° 30′ в. д., абс. отм. 735 м) ледниковые отложения были сформированы по крайнем мере тремя ледниковыми стадиями. Морены наиболее ранней ледниковой стадии позднего неоплейстоцена сохранились в пределах хребта. Морены следующей стадии, достигающие высоты 100 м, ограничивают озеро длиной 9,5 км и шириной 4 км. В цирках и в верховьях горных долин развиты морены раннеголоценового возраста..

В южной части озера на глубине 16,5 м поднят керн длиной 563 см, представленный алевритами с прослоями тонкой органики. В интервале 72–75 см обнаружен слой вулканического пепла, возраст которого определяет 7650±50 л. н.

Пыльцевая диаграмма осадков оз. Джека Лондона включает четыре зоны (рис. 7). Умеренное содержание пыльцы *Pinus* subgen. Haploxylon (*Pinus pumila*) позволяет отнести зону JL1 к позднеплейстоценовому интерстадиалу (морская изотопная стадия 3). Господствовавшие в ландшафте полынные тундры с зарослями кустарниковых берез, ольховника и кедрового стланика на низких склонах отражают более холодные и сухие условия, чем в настоящее время, но более умеренные по сравнению с зоной JL2. Пыльцевая зона JL2 с радиоуглеродной датировкой верхнего слоя 13350±220 л. н. (BETA-43472) сопоставляется с изотопной стадией 2 и показывает развитие в районе оз. Джека Лондона в течение последней ледниковой стадии неоплейстоцена локальных сообществ с различными экологическими требованиями, но полынные тундры оставались важнейшим элементом ландшафта. Кустарниковые популяции березы и ольховника могли переживать суровые условия в защищенных местах. Одним из наиболее распространенных кустарников была, очевидно, ива.

Первое постгляциальное улучшение климата, предшествующее датировке 10500±140 л. н. (BETA-42587), отражено в спектрах зоны JL3 рез-

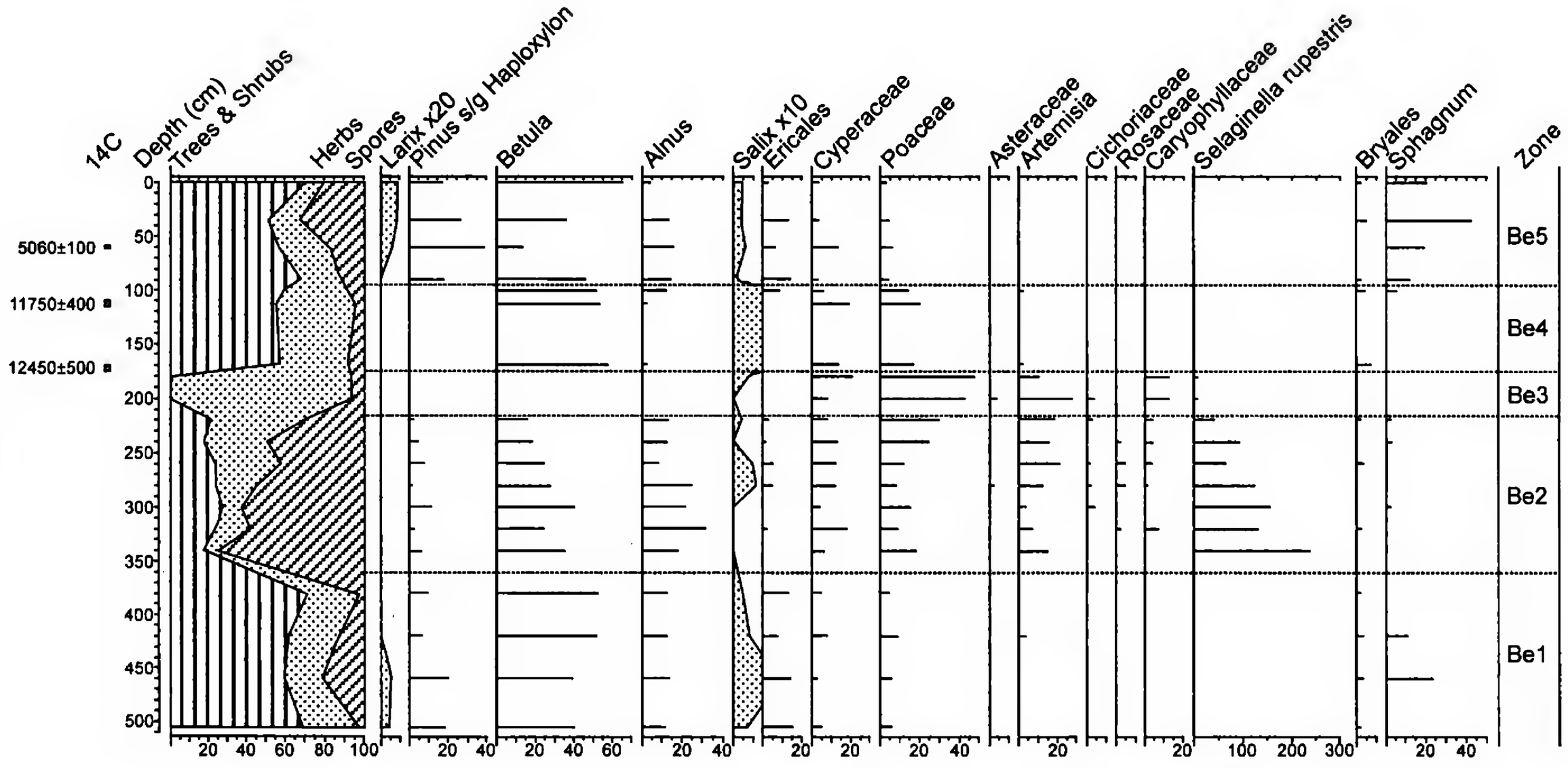


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма осадков 15-м террасы р. Берелех (Верхняя Колыма)

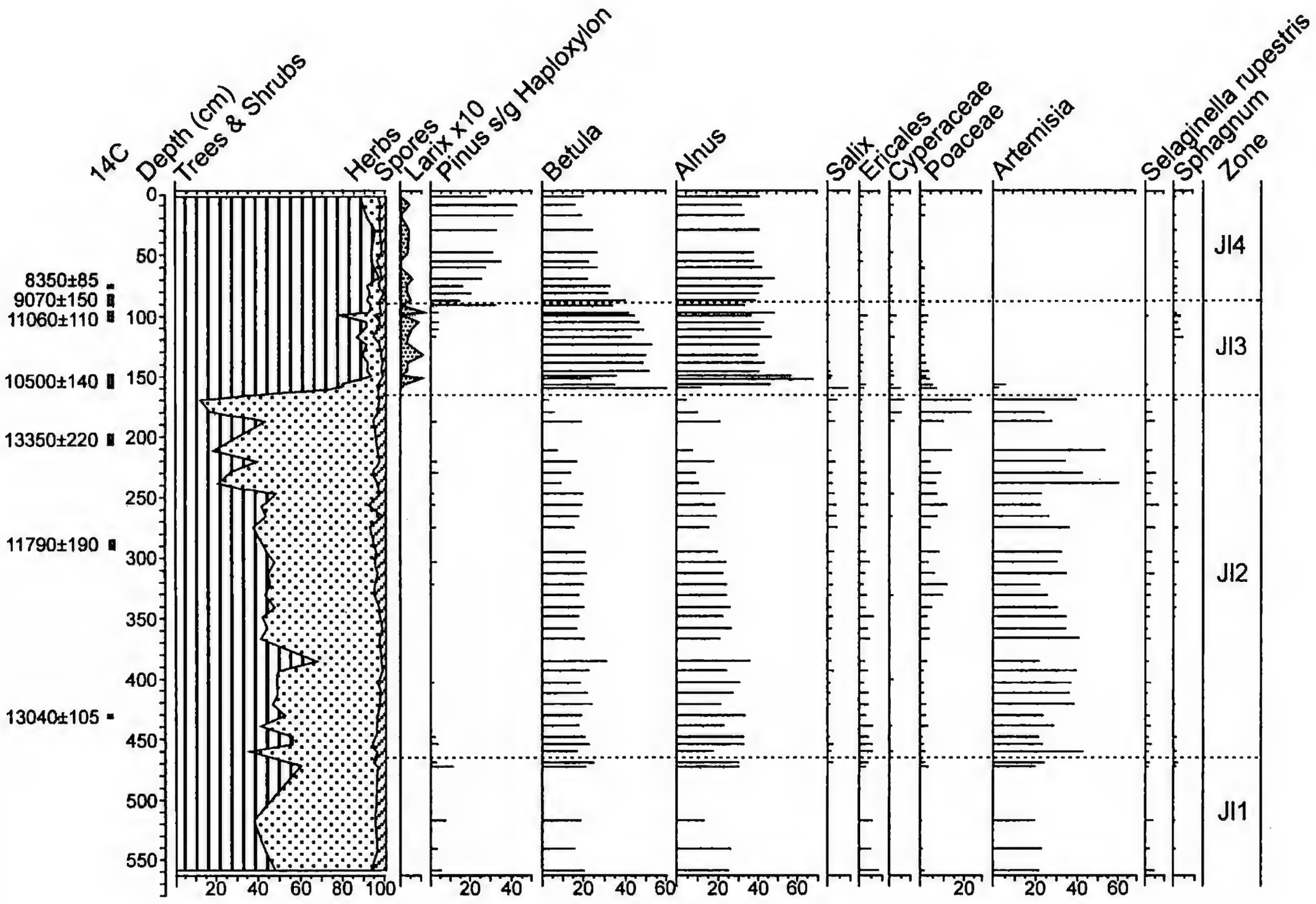


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма осадков оз. Джека Лондона

ким увеличением количества пыльцы *Betula* и *Alnus* (рис. 7). Кустарниковые березы, вероятно, занимали низкие и средней высоты склоны, а ольховник заселял прибрежные участки. Подобная кустарниковая тундра существовала непродолжительное время и замещалась лесами из *Larix dahurica* с лишайниковым покрытием и подлеском из кустарниковых берез, ольховника и вересковых. Развитие лиственничных лесов свидетельствует о повышении средних летних температур не мнеее чем до 12° С. *Pinus pumila* как основной элемент современной растительности широко распространяется в районе озера около 9 тыс. л. н. (зона JL4, радиоуглеродные датировки 9070±150 л. н. (BETA-42586), 8350±85 л. н. (WHG-819/AA-6883). Кедровый стланик становится не только важным элементом подлеска, но и образует кустарниковый тундровый пояс выше границы леса.

На восточном склоне хр. Анначаг в долине руч. Неведомый, впадающего в оз. Джека Лондона, в серии ледниковых озер исследовались осадки оз. Соседнее (абс. отм. 822 м). В центре озера длиной 1,5 и шириной 0,8 км на глубине 900 см мощность осадков составила 246 см. Они представлены алевритом с примесью песка в нижнем слое Пыльцевая диаграмма осадков оз. Соседнее включает три зоны (рис. 8). Зона S1 имеет радиоуглеродные датировки 21860±235 л. н. (WHG-819/AA-5813) для нижнего слоя и 13480±110 л. н. (WHG-940/AA-6886) для верхнего слоя. Она прекрасно сопоставляется с пыльцевой зоной JL2 в оз. Джека Лондона и также показывает, что в течение позднего криохрона поздней поры неоплейстоцена в районе озер развивались мозаичные тундры. Вместе с тем спектры зоны S1 подтверждают, что основным элементами ландшафта являлись полынные тундры с небольшими популяциями кустарниковых берез, ольховника и ивы. Зона S2 подобна зоне JL3 и характеризует развитие ерников, зарослей *Duschekia fruticosa* и распространение лиственничных лесов. Как и пыльцевая зона JL4 в осадках оз. Джека Лондона зона S3 показывает резкое увеличение в растительном покрове роли кедрового стланика около 9000 л. н.

5. Северо-Западное Приохотье

Одна из наиболее информативных по своей длительности непрерывных климатических записей Берингии установлена при изучении осадков оз. Эликчан-4 (60° 44 с. ш., 151° 52 в. д., абс. отм. 810 м). Детализация пыльцевой летописи этого озера позволила получить новые данные об эволюции природной среды в течение изотопных стадий 4-1.

Оз. Эликчан-4 (длина 4 км, ширина 1,3 км, абс. отм. 798,9 м) принадлежит бассейну Охотского моря и находится в глубокой долине Майманджинских гор у водораздела с бассейном р. Колыма. В центре озера подняты керны длиной 945 см, показавшие полную мощность осадков, представленных алевритами с тонкой горизонтальной слоистостью с растительными остатками и прослоями песка. В интервале 213–214,5 см установлен прослой вулканического пепла, являющийся маркирующим горизонтом в отложениях озер Северного Приохотья и Колымо-Индигирского района, сопоставимый с прослоем тефры в осадках оз. Джека Лондона – 7650±50 л. н.,

Пыльцевая летопись осадков оз. Эликчан-4 (рис. 9) включает две травянистые пыльцевые зоны – EL1 и EL3. Спектры зоны EL1, отвечающей изотопной стадии 4, отражают глубокое похолодание климата. В днищах горных долин доминировали тундровые осоковые и злаковые сообщества, а среди кустарниковых таксонов – ива. В ледниковых рефугиумах вблизи побережья Охотского моря могли сохраняться лиственница, кедровый стланик, ольховник, березы, ель сибирская как реликты лесных сообществ позднеплейстоценового межледниковья. Экстраполяция радиоуглеродных датировок с учетом уплотнения нижних слоев озерных осадков не противоречит сопоставлению возраста верхней границы зоны EL1 с границей изотопных стадий 4 и 3 около 64 тыс. л. н. [Bradley, 1985]. Травянистая пыльцевая зона EL3, характеризующая последнюю ледниковую стадию (изотопная стадия 2), показывает, что растительность на юго-западе Берингии представляла в это время сочетание тундровых сообществ – от сухих каменистых склонов с прерывисым покровом из трав и плаунка сибирского до типичных тундровых осоково-моховых сообществ со стелющимися ивами.

Зона EL2 сопоставляется с морской изотопной стадией 3 (64–27,4 тыс. л. н.). Весьма значительные изменения соотношений групп растительности и основных пыльцевых таксонов в спектрах зоны (рис. 9) позволяют выделить пять пыльцевых подзон, отвечающих потеплениям и похолоданиям. Раннему потепления, названному Эликчан-4, соответствует подзона EL2a (64–45 тыс. л. н.). Климатические условия в течение потепления Эликчан-4 могли быть близки климату переходного от неоплейстоцена к голоцену периода. В «теплые» интервалы, отраженные в подзонах 2c и 2e, климатические условия по сравнению с современными характеризовались более прохладным и влажным летом. Подзона 2b отвечает киргиляхскогму похолоданию (45–39 тыс. л. н.), впервые обоснованному в Западной Берингии серией радиоуглеродных датировок и палинологическими данными в районе находки мамонтенка Димы [Шило и др., 1983]. Подзона 2d показывает похолодание, проявившееся

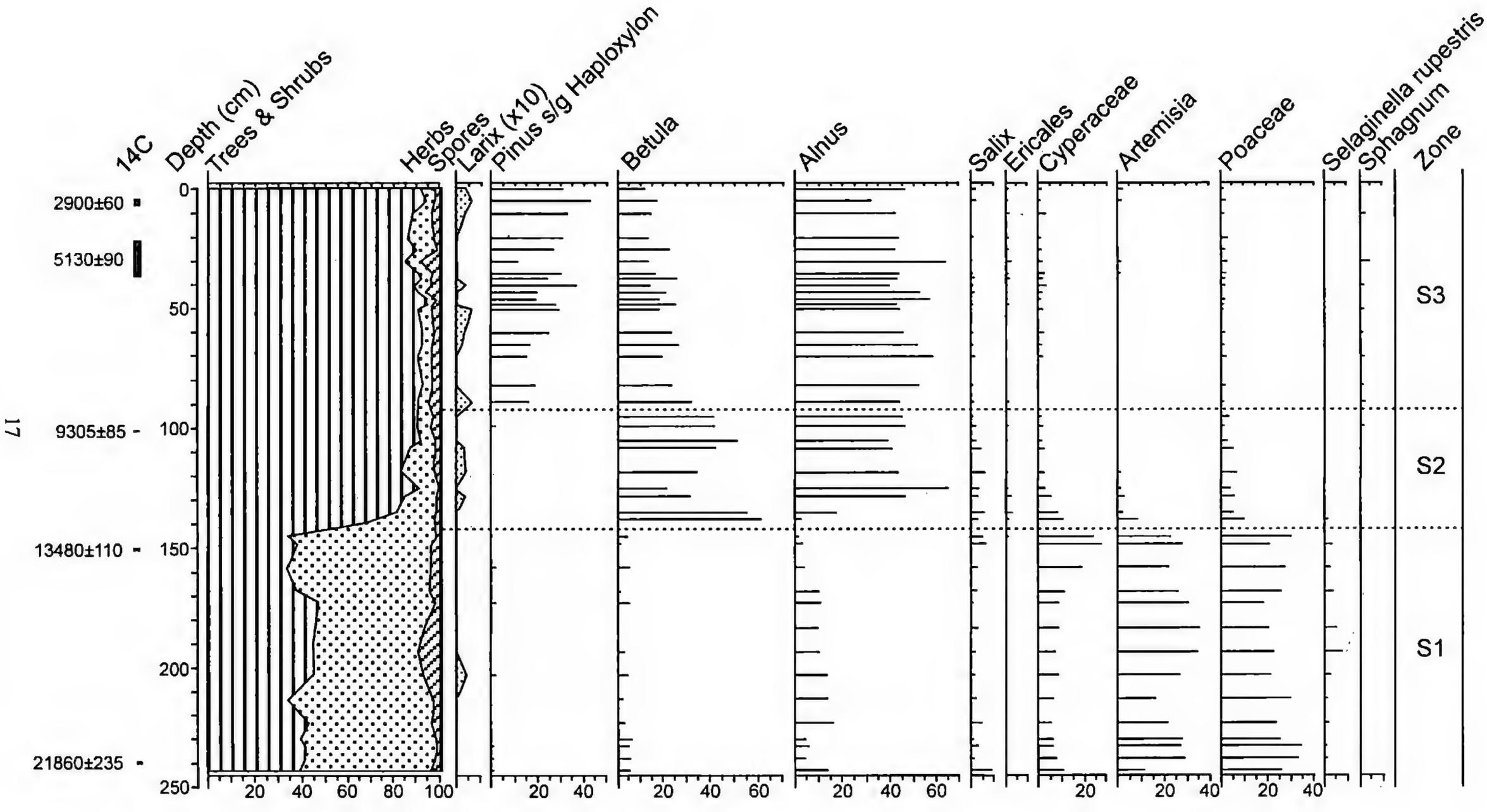


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма осадков оз. Соседнее

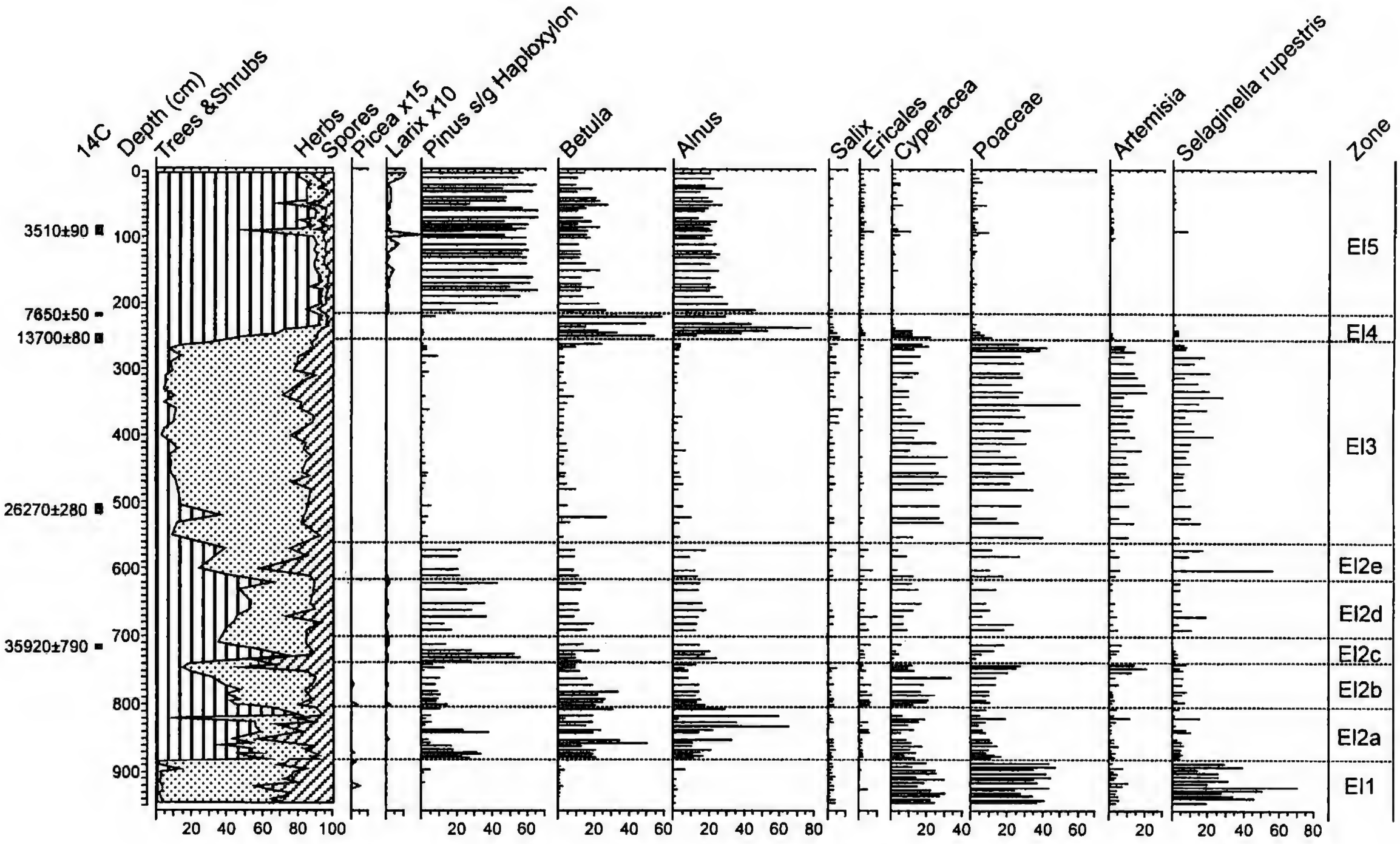


Рис. 9. Соотношение групп растительности, основных пыльцевых и споровых таксонов в осадках оз. Эликчан-4

в регионе 33–31 тыс. л. н. В течение этих похолоданий кустарниковые и кустарничково-травянистые тундры значительно расширяли занимаемые ими площади в горах, а сообщества редкостойных лиственничных лесов были «привязаны» к днищам речных долин. Смена доминировавших в ледниковую стадию травянистых мозаичных тундр березовыми и березово-ольховниковыми кустарниковыми тундрами отражено резким увеличение количества пыльцы *Betula* и *Alnus* в спектрах зоны EL4. Как отмечалось, подобные изменения спекров весьма характерна для всех озерных пыльцевых летописей Берингии, переходных от неоплейстоцена к голоцену. В Западной Берингии такая значительная перестройка растительности датируется 12400 л. н., в восточной части Берингии на Аляске – 14000 л. н. Граница пыльцевых зон EL4 и EL5 подчеркивается первым последниковым пиком пыльцы *Pinus pumila*, приблизительно соответствующим границе бореального и атлантического периодов голоцена. Максимального содержания пыльца *Pinus pumila* достигает в спектрах зоны EL5, также характеризующейся постоянным присутствием пыльцы *Larix*. Радиоуглеродные датировки свидетельствуют о формировании зоны EL5 в течение интервала, соответствующего атлантическому, суббореальному и субатлантическому периодам голоцена, когда растительность приобрела черты, близкие современным.

6. Охотоморское побережье

Озера вблизи побережья Охотского моря обычно развиваются в пониженных участках тектонических впадин, играющих в южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса ведущую роль в осадконакоплении и в формировании ландшафтов. Межгорные впадины выражены в современном рельефе как озерно-аллювиальные равнины. В центральной части небольшой тектонической депрессии на северном берегу Охотского моря изучались осадки оз. Лесное (59° 36′ с. ш., 151° 52′ в. д., абс. отм. 96 м). Озеро, достигающее в длину 360 м и в ширину 320 м, в прошлом являлось частью более обширного водоема, сливаясь с крупным оз. Чистое. Керн длиной 340 см был поднят на глубине 5 м. Озерные осадки представлены алевритом с включениями остатков растений и примесью песка (рис. 10). На глубине 110–109 см установлен прослой вулканического пепла, датированный 2545±10 л. н. На пыльцевой диаграмме осадков оз. Лесное выделяется три зоны, верхняя из которых подразделяется на две подзоны (рис. 10). Доминирующая в спектрах зоны LE1 (радиоуглеродная датировка 14290±70 л. н., CAMS-27443) пыльца Poaceae несомненно свидетельствует о господстве в растительном покрове в течение последней ледниковой стадии (изотопная стадия 2) злаковых ассоциаций, хотя мозаичная тундра также развивалась. Влажные берега рек и озер, сырые луга зарастали Cyperaceae с Ranunculaceae, Primulaceae, Polemoniaceae, *Cardamine*, *Rubus chamaemorus*, *Sanguisorba*, *Pedicularis*. На сухих каменистых склонах существовал прерывистый покров из Asteraceae, Papaveraceae, Rosaceae, *Selaginella rupestris*. На распространение умеренно влажных вересковцветных ассоциаций показывает совместное нахождение в спектрах пыльцы Ericales и спор *Sphagnum*. Сравнительно высокое содержание пыльцы *Betula* позволяет предполагать развитие в речных долинах и на низких склонах зарослей кустарниковой березы (ерники). Ольховник, вероятно, занимал влажные участки вблизи русл рек и по берегам озер. Присутствие пыльцы *Larix* указывают, что в долинах рек сохранялись участки лиственничной лесотундры. Одной из главных особенностью спектров зоны LE1 является постоянное участие пыльцы *Pinus pumila*, количество которой может превышать 20%. Эти данные являются хорошим доказательством, что такой яркий представитель колымской флоры, как кедровый стланик, в виде небольших популяций сохранялся в Западной Берингии в течение ледниковой стадии.

Изменение растительного покрова, вызванное дальнейшим потеплением климата, отражено спорово-пыльцевыми спектрами зоны LE2 (радиоуглеродная датировка 9680±60 л. н., CAMS-18065). Значительно расширяются площади, занимаемые кустарниковыми зарослями березы. Постоянное участие в спектрах пыльцы *Larix*, сравнительно высокие содержание пыльцы *Pinus* и *Alnus* свидетельствуют о развитии редкостойных лиственничных лесов с подлеском из кедрового стланика, ольховника, кустарниковых берез с участием вересковцветных.

Пыльцевая подзона LE3a (радиоуглеродные датировки от 8480±60 л. н. (CAMS-27444) до 2900±60 л. н. (CAMS-18070) характеризуется устойчивым составом спорово-пыльцевых спектров с пиком пыльцы *Pinus pumila*. Спектры подзоны отражают распространение лиственничных лесов с густым подлеском из кустарниковых берез, ольховника, кедрового стланика, обилием вересковцветных. *Pinus pumila* становится не только важным элементом подлеска, но и формирует кустарниковых сосновый пояс в горах выше границы лиственничных лесов. Такие виды берез, как *Betula ermannii*, *B. lanata*, могли образовывать самостоятельные насаждения на склонах гор. Климат в период, сопоставляемый с бореальным и атлантическим периодами голоцена, отличался от современного более высокими средними июльскими и годовыми температурами, большим ко-

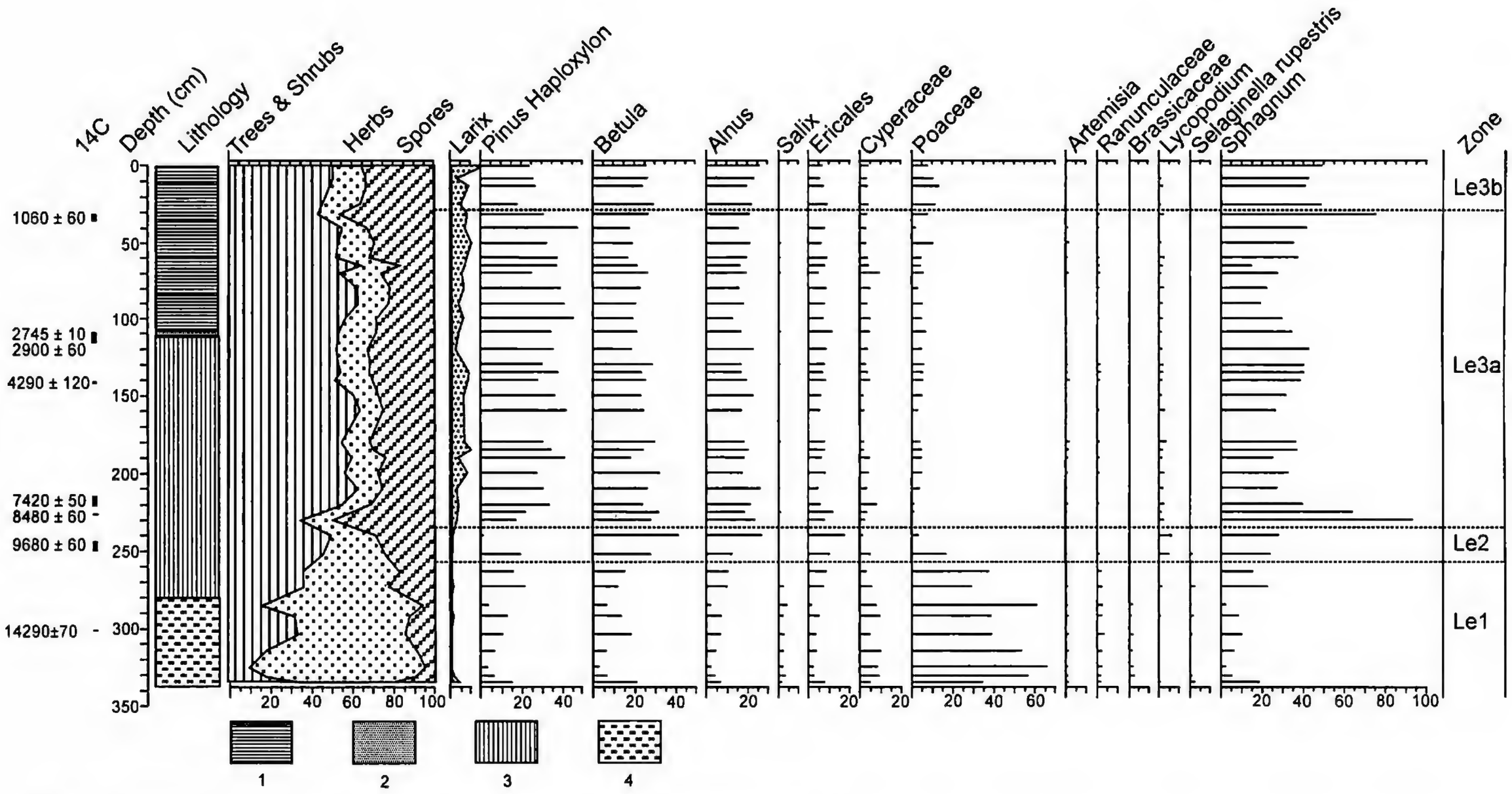


Рис. 10. Пыльцевая летопись в осадках оз. Лесное. Литологическая характеристика

1 – алеврит серый с остатками водных растений; 2 – прослой вулканического пепла; 3 – алеврит темно-серый с обломками ветвей кустарников; 4 – алеврит с примесью песка

личеством осадков, выпадавших в летнее время, и глубоким снежным покровом поздней осенью и зимой. На обилие влажных и заболоченных участков определенно указывает высокое содержание в спектрах спор мхов, плауновых, хвощевых. Заболоченность территории, по-видимому, возрастает в течение периодов, соответствующих суббореальному и субатлантическому периодам голоцена. Спектры подзоны LE2b, в которых содержание пыльцы *Pinus pumila* несколько снижается, показывают, что в конце субатлантического периода растительность в районе оз. Чистое приобрела черты, близкие современным – редкостойные лиственничные леса, чередующиеся с участками лесотундры и влажной заболоченной тундрой.

Обсуждение

Детальные палинологические исследования и радиоуглеродные датировки осадков кратерного, ледниковых, подпрудных озер, разрезов верхнечетвертичных отложений по пересечению от полярных районов до северного побережья Охотского моря свидетельствуют о синхронности климатических изменений в Западной Берингии в конце четвертичного периода. Вместе с тем намечаются определенные региональные особенности в развитии позднеплейстоценовой и голоценовой растительности в различных фитогеографических зонах региона.

Реконструкция позднечетвертичных климатических изменений Западной Берингии позволяет выделить два термических максимума, когда климат региона был теплее современного. Первый максимум сопоставляется с морской изотопной подстадией 5e и рассматривается как максимум позднеплейстоценового межледниковья. Компьютерные программы аналогов спорово-пыльцевых спектров [Андерсон, Ложкин, 2004] показывают, например, что в районе Полярного круга Северной Чукотки июльские температуры в этот период были на 2–4° С выше современных. Средние температуры января варьировали от – 16 до – 24,7° С, июля от + 10,6 до + 12,7° С. Среднее количество осадков в январе составляло 7,5–20 мм, в июле 36,5–57,5 мм [Lozhkin at al., 2007]. В течение изотопной подстадии 5e открытые *Betula* лесотундры и *Larix – Pinus pumila* леса распространялись на северо-восточной Чукотке и, вероятно, существовали вблизи оз. Эльгыгытгын. Растительность, по всей вероятности, была подобна сообществам бореального периода голоцена, являвшегося постгляциальным термическим максимумом в Западной Берингии (второй максимум тепла).

Реконструкция изменений климата и растительности для позднеплейстоценового интерстадиала (морская изотопная стадия 3), как известно, ограничивается нижним порогом радиоуглеродной хронологии. Вместе с тем, последние результаты исследований подсказывают существенные региональные изменения в интерстадиальной растительности Берингии. В течение относительно теплых интервалов внутри интерстадиала в Западной Берингии леса из лиственницы достигали современных границ их распространения (не опубликованные данные авторов). Периоды максимального распространения лесов наблюдались около 39–38 и 35–33 тыс. л. н. Наиболее полно реакция растительность на климатические изменения позднеплейстоценового интерстадиала проявилась в южных районах Западной Берингии (Охотско-Колымское междуречье) по сравнению с северными районами региона (рис. 3 и 9).

Спорово-пыльцевые спектры, характеризующие травянистые зоны в непрерывных пыльцевых летописях озер Западной Берингии, свидетельствуют о том, что растительность ледниковых стадий позднего плейстоцена имела скорее всего мозаичный облик: прерывистый покров из полыни, различных трав, плаунка сибирского на сухих каменистых склонах сочетался с влажными и умеренно влажных осоково-моховыми и осоково-злаковыми сообществами со стелющимися ивами на низких склонах и по берегам озер. Эта растительность не являлась однообразной «мамонтовой» тундростепью [*Guthrie*, 1982, 1990]. Развитие каменистых участков подчеркивается совместным нахождением спор Polypodiaceae и *Selaginella rupestris*. Кустарниковая береза и ольховник образовывали ограниченные разбросанные популяции. Отраженное пыльцевыми спектрами широкое распространение на горных склонах кедрового стланика, чувствительного к сезонному оттаиванию и промерзанию, свидетельствует о глубоком снежном покрове. Такой покров должен формироваться ранней осенью до ее середины, когда ежедневные температуры начинают понижаться, и «традиционно сухой» для Колымского района и Северного Приохотья январь не оказывал неблагоприятного воздействия на *Pinus pumila*.

Сравнение озерных пыльцевых летописей центральных горных районов Западной Берингии (рис. 6–8), Северного Приохотья (рис. 9) и Чукотки (рис. 3–5) с летописями озер, находящихся в непосредственной близости к северному берегу Охотского моря (рис. 10), показывает их заметное различие. Если в непрерывных пыльцевых летописях осадков озер Чукотки, горных районов Колымы и Северного Приохотья замещение в результате потепления климата 12400 л. н. (радиоуглеродный возраст) или 14500 л. н. (пересчет на «календарный» возраст) травянистых и травянисто-кустарничковых тундр, господствовавших в этих регионах в последнюю

ледниковую стадию (морская изотопная стадия 2), кустарниковой березовой тундрой, а затем крупнокустарниковой березово-ольховниковой выражено резким изменением спектров, то в озерных летописях на самом юге Северного Приохотья спорово-пыльцевые спектры показывают более постепенное изменение растительного покрова в переходный от плейстоцена к голоцену период (рис. 10).

Сравнительно высокое содержание в спектрах травянистой пыльцевой зоны озерных осадков юга Северного Приохотья, отвечающих изотопной стадии 2, пыльцы *Betula*, *Alnus*, *Pinus pumila* отражает развитие в речных долинах и на склонах зарослей кустарниковой березы (ерники), участие в растительном покрове ольховника и кедрового стланика. Находка в спектрах пыльцы *Larix* может указывать, что в долинах рек сохранялись участки лиственничной лесотундры.

Таким образом, относительно неширокая полоса суши вдоль северного побережья Охотского моря (граница суши Северного Приохотья проходила примерно в 100–120 км южнее современной, когда уровень моря 18000 л. н. (по данным радиоуглеродного датирования) или 21500 л. н. («календарный» возраст) находился на отметках -100 м или ниже) являлась рефугиумом в период последнего ледникового максимума (около 21–15 тыс. л. н. по радиоуглероду) не только для арктических трав и кустарничков, но для бореальных деревьев и кустарников, включая помимо основного современного лесообразующего вида *Larix dahurica* такие древесные виды, как *Picea obovata*, *Chosenia arbutifolia*, *Populus suaveolens*, *P. tremula*, *Alnus hirsuta*, *Betula lanata*, *B. platyphylla*, *B. cajanderi*, произрастающие в центральных и южных районах Западной Берингии в настоящее время.

Кратковременные климатические события, рассматриваемые как глобальные, не всегда происходили в Берингии. Например, похолодание климата в течение позднего дриаса между 11–10 тыс. л. н. (по радиоуглероду) отсутствует в берингийских записях. Подобные данные по Берингии показывают, что арктические районы необязательно реагируют на каждое относительно быстрое климатическое изменение, как это наблюдается в более низких широтах.

Исследование современных озерных спорово-пыльцевых спектров Западной Берингии существенно улучшили интерпретацию палеорастительности. Например, современные озерные образцы с о. Врангеля при их статистическом сравнении со спектрами полного ледниковья показывают, что арктическая тундра острова является аналогом растительности, господствовавшей в течение последнего оледенения [Anderson et al., 1995]. Эти наблюдения могут быть серьезным аргументом в современных дискуссиях о палеорастительности Берингии и ее влиянии на обилие верхнеплейстоценовой фауны и ранние человеческие популяции.

Исследования поддержаны Дальневосточный отделением РАН (проект 09-I-ОНЗ-11), целевой программой Дальневосточного отделения РАН (проект 09-II-УО-08-003), Российским фондом фундаментальных исследований (проекты 06-05-64129, 07-05-00610), Национальным научным фондом США (проекты ATM-00-117406, ATM-93-17569).

Литература

Андерсон П.М., Ложкин А.В. Предисловие к пыльцевым летописям озерных отложений Берингии // Климатические летописи в четвертичный осадках Берингии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, – 2004. – С. 4–26.

Важенина Л.Н., Вартанян С.Л., Гуалтиери Л.М. Позднечетвертичная флора о. Врангеля (по плодам и семенам) // Пространственная и временная изменчивость природной среды Северо-Восточной Азии в четвертичный период. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, – 2004. – С. 89–98.

Величко А.А. Главный климатический рубеж эпохи плейстоцена // Изв. АН СССР. – Сер. геогр. – 1968. – № 3. – С. 37–51.

Север Дальнего Востока / Под. ред. Н.А. Шило. – М.: Наука, – 1970. – 488 с.

Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М., Важенина Л.Н., Глушкова О.Ю., Матросова Т.В. Первые данные об экспансии Larix gmelinii (Rupr.) Rupr. в арктические районы Берингии в раннем голоцене // Доклады Академии наук, 2008, – том 422, – № 5, – с. 1–3,

Шило Н.А., Ложкин А.В., Титов Э.Э., Шумилов Ю.В. Киргиляхский мамонт (Палеогеографический аспект). М.: Наука, – 1983. – 214 с.

Anderson P.M., Lozhkin A.V., Brubaker L.B. Palynological Analysis of Surficial Lacustrine Sediment, Western Beringia // Paleoclimates from Arctic Lakes and Estuaries (PALE), Third Annual. – Seattle, – 1995. – P. 6–9.

Bradley R.S. Quaternary Paleoclimatology (Methods of Paleoclimatic Reconstruction) // Boston. ALLEN & UNWIN, – 1985. – 472 p.

Guthrie R.D. Mammals of the mammoth steppe as paleoenvironmental indicators // Paleoecology of Beringia. New York: Academic Press, – 1982. – P. 307–326.

Guthrie R.D. Frozen Fauna of the Mammoth Steppe. Chicago: University of Chicago Press, – 1990. – 323 p.

Late Quaternary Vegetation and Climate of Siberia and the Russian Far East (Palynological and Radiocarbon Database) / Eds. P.M. Anderson, A.V. Lozhkin. Magadan: NESC FEB RAS, – 2002. – 370 p.

Lozhkin A.V., Anderson P.M., Matrosova T.V., Minyuk P.S. The pollen record from El'gygytgyn Lake: implications for vegetation and climate histories of northern Chukotka since the late middle Pleistocene // J Paleolimnol, – 2007, – 37. – Pp. 135–153.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 70, 2010 г.

ДИВНОГОРЬЕ (СРЕДНИЙ ДОН): ПРИРОДНЫЕ СОБЫТИЯ ВРЕМЕНИ ФИНАЛЬНОГО ПАЛЕОЛИТА

Ю.А. Лаврушин, А.Н. Бессуднов, Е.А. Спиридонова, Н.П. Кураленко, Г.В. Холмовой, А.А. Бессуднов

Вблизи хут. Дивногорье (Воронежская обл., Лискинский район) на территории Дивногорского государственного природно-ландшафтного музея-заповедника, расположенного в современной лесостепной зоне, в 2004 г. было обнаружено местонахождение поздненеоплейстоценовой монодоминантной фауны, представленной практически нацело *Equus cabbalus*. Детальные работы археологов Липецкого государственного педагогического университета позволили установить, что в данном местонахождении фауны имеется также археологический каменный инвентарь, представленный незначительным количеством предметов. По существу, единичные кремни были встречены почти на всех уровнях залегания костей, а на так называемом четвертом уровне было обнаружено скопление кремней: изучение их планиграфического размещения дало основание выделить археологам в данном месте производственную площадку [А.А. Бессуднов, А.Н. Бессуднов, 2010]. Обнаружение каменного инвентаря в данном местонахождении фауны и радиоуглеродные датировки дают основание рассматривать данное место как археологический памятник финального палеолита, получивший название Дивногорье-9 [Свиридов, Бессуднов, 2008].

В ходе проведения исследований отложений, вскрытых на этом памятнике, удалось установить проявление ряда седиментационных процессов и связанных с ними событий, часть из которых имела экстремальный или даже катастрофический характер, сопровождавшихся экологическими последствиями. Важно отметить, что установленные седиментационные события отражают значительные кратковременные изменения в процессах склоновой денудации в области мобилизации вещества. Палинологические исследования позволили выявить ландшафтные особенности территории, а совокупность геологических, палеозоологических и археологических данных позволила высказать представления о необычном способе охоты древнего человека на лошадей.

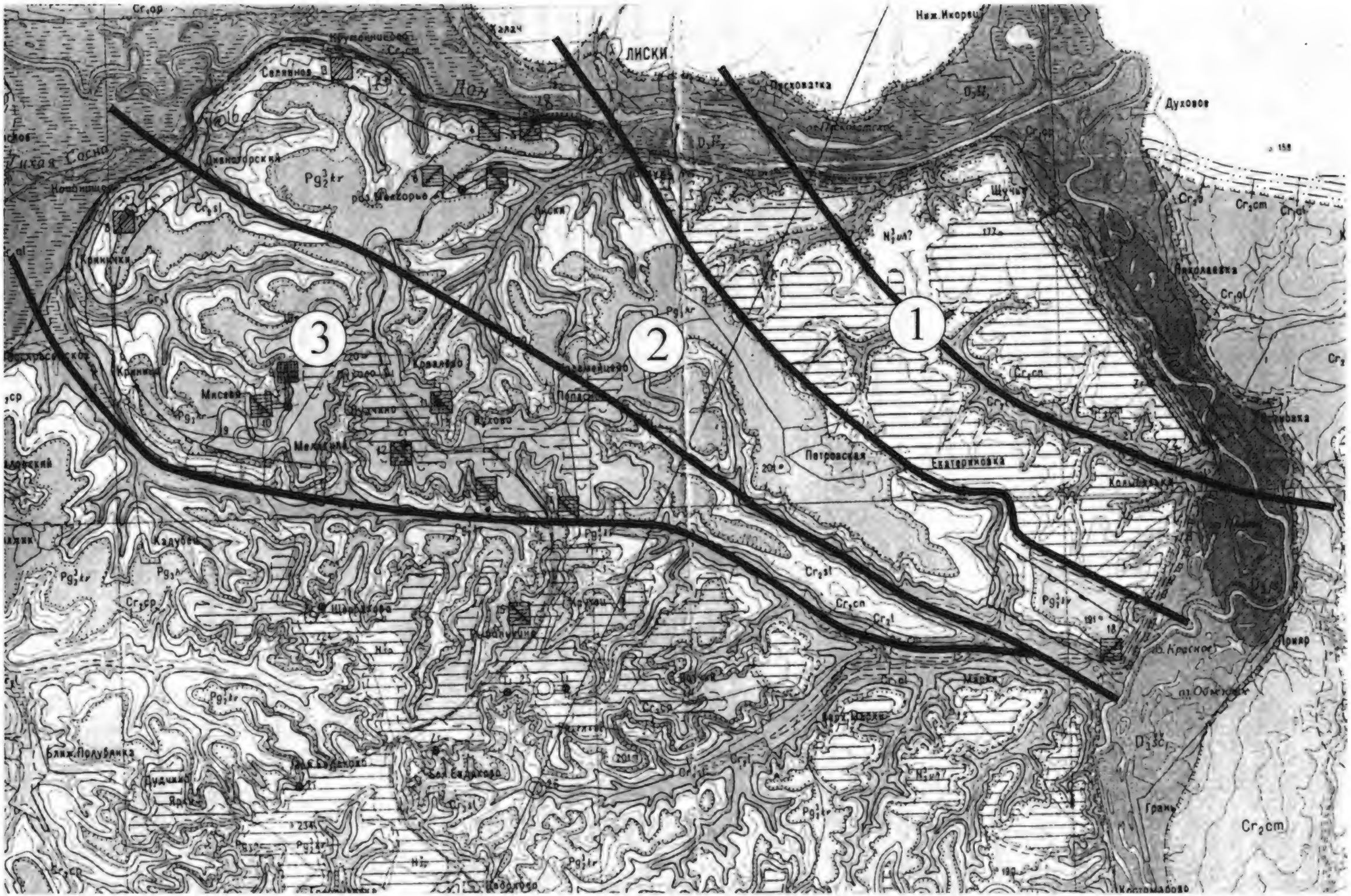
Рассмотрению всех этих вопросов посвящена настоящая статья.

Результаты геолого-геоморфологических исследований

1. Предварительные пояснения

Археологический памятник Дивногорье-9 находится на южной окраине Среднерусской возвышенности в приустьевой части одного из оврагов, расчленяющих ее поверхность. Участок Среднерусской возвышенности, ограниченный на юге виртуальной линией г. Острогожек – хут. Марки, на севере и востоке долиной р. Дон, а на западе приустьевой частью р. Тихая Сосна, представляет собой крупное гляциотектоническое сооружение, возникшее в породах ледникового ложа донского ледникового покрова (рис. 1). Гляциотектонические нарушения представлены в виде разрывов, гляционадвигов, гляциопротрузионных и складчатых структур, образующих чешуйчато-складчатое строение данного гляциотектонического сооружения.

Данный район располагается на своде Воронежской антеклизы. В геологическом строении (по материалам съемки) района выделяется два структурных этажа. Нижний –представлен докембрийскими кристаллическими образованиями (граниты, мигматиты архея и кристаллические сланцы протерозоя. Верхний структурный этаж представлен осадочными породами среднего и верхнего девона (пески, глины, песчаники, алевролиты, известняки, доломиты), нижне- и верхнемеловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями (глины, пески, алевролиты, писчий мел, мелоподобные мергели – образования мелового возраста; палеоген – пески, кварцево-глауконитовые галечники, глины; неоген – пески, песчаники, глины).


ЛИСКИ
Дивногорский
Нижняя Сасна
Кривчики
Крайлево
Мясово
Меловая
Калубово
Ближ. Полубянка
Пудчики
Яблоки
Хрущи
Щербаково
Новобутурлино
Бол. Бабанково
Бол. Евдаково
Новодурово
Пески
Пески
Пески

Общая мощность отложений верхнего структурного этажа составляет около 300–350 м.

По нашим представлениям, рассматриваемый структурный этаж может быть подразделен на две части. Возникновение верхнего этажа было связано с динамикой донского ледникового покрова и по своей природе, как отмечено выше, является сложным гляциотектоническим сооружением, в строении которого принимают участие неогеновые, палеогеновые и частично верхнемеловые отложения.

Характерными чертами ландшафта Дивногорского гляциотектонического сооружения являются так называемые дивы – отпрепарированные денудацией дайкоподобные скалы, представляющие собой гляциопротрузионные сооружения. Второй характерный элемент ландшафта – многочисленные овраги V-образного или близкого к нему поперечного профиля, наиболее крупные из которых приурочены, по нашим представлениям, к разрывным гляциотектоническим нарушениям, фиксирующим фронтальные части гляционадвигов.

2. Строение отложений, вскрытых в археологическом раскопе памятника Дивногорье-9

В строении отложений, вскрытых раскопом, выделяются две толщи (рис. 2). Верхняя из них, отражающая процессы склоновой денудации (под современным черноземом), представлена двумя разновидностями делювия, разделенными погребенной почвой. Под почвой и нижележащим делювием имеется маломощное клиновидное включение осыпных образований. В толще последнего имеется тонкий прослой угля. Подстилаются склоновые образования толщей обвально-осыпных отложений.

Нижняя толща – это отложения приустьевого расширения оврага и отражает седиментационные процессы, происходившие в целом в овраге.

В верхней толще под современным черноземом выделяются следующие пачки отложений:

1. Черноземовидный суглинок темно-серого, частично серого цвета со значительным вкраплением мелкой щебенки и крошки писчего мела.

Мощность до 1,5 м.

2. Погребенная почва, представленная двумя горизонтами: гумусированным суглинком и подстилающим бурым суглинком.

Общая мощность 0,3–0,4 м.

3. Клиновидное включение небольших глыб и щебенки писчего мела или мелоподобного мергеля. Осыпные образования, лишь частично заполняющие контакт между погребенной почвой и нижележащим делювием.

Мощность изменяется от 0,15 м до 0 м.

4. Суглинок лессовидный палевого цвета с вкраплениями мелкой щебенки и крошки писчего мела. Примерно в 0,7–0,8 м в толще делювия имеется прослой угля мощностью до 1–1,5 см. В основании прослоя суглинок приобрел буроватый оттенок, что, возможно, связано не только с почвенными процессами, но и с прокаливанием делювиального суглинка примерно на глубину 4–5 см от подошвы угля. Наличие последнего однозначно свидетельствует о происходившем в данном месте на склоне значительном пожаре. Контакт с подстилающими образованиями резкий.

Мощность пачки до 2,0–2,5 м.

5. Пачка обвально-осыпных образований, представленная крупными глыбами писчего мела или мелоподобного мергеля, «плавающими» в «матриксе» различной по величине щебенки того же материала.

Мощность пачки в стенке раскопа изменчива от 1,3 до 0,2 м.

В заключение рассмотрения верхней толщи необходимо отметить несколько важных моментов.

Прежде всего, как ясно из изложенного, денудация на склоне была связана с двумя типами процессов. Это плоскостной смыв – делювиеобразование и обвально-осыпные гравитационные процессы. Установленные погребенные почвы свидетельствуют о прерывистости процессов делювиеобразования (рис. 3). Кроме того, видимо, более значительный перерыв был между формированием лессовидного делювия и делювия, связанного со смывом чернозема. Этот перерыв является очевидным, поскольку лесс и чернозем характеризуют принципиально разные природные обстановки своего образования. Несомненным также является, что отмеченный уголь в разрезе лессовидного делювия и подстилающий его маломощный буроватый суглинок, совместно отражающие не только пожар, но и зачаточное почвообразование, также отражают кратковременное затухание делювиеобразования. Поскольку следы проявления пожара локальны, возможно, что возникновение его было связано с деятельностью древнего человека.

Что касается нижних обвально-осыпных образований, наличие в них крупных блоков, «плавающих» в щебенчатом матриксе, нами не исключается, что оно могло быть связано с сейсмическим событием, во время которого произошло разрушение дивы на бровке склона. Подобное предположение в какой-то степени звучит достаточно правдоподобно, поскольку местоположение рассматриваемого района находится в зоне 7-балльных землетрясений. «Корни» дивы на бровке склона можно видеть в настоящее время. В этой же связи уместно отметить, что к обвально-осыпным образованиям приурочено скопление-уровень № 1 костей лошадей. Кости в данной пачке гравитационных образований не

Рис. 2. Принципиальная схема строения отложений в раскопе

I – склоновые отложения; II – отложения приустьевого расширения оврага

1 – обвально-осыпные отложения; 2 – отложения селевых потоков; 3 – галечник; 4 – песок с включением гальки; 5 – овражный аллювий; 6 – отложения подпрудных водоемов; 7 – образования искусственного обвала; 8 – кровля отложений подпрудных водоемов; 9 – единичные фрагменты кремневых артефактов в обвально-осыпных отложениях; 10 – современная черноземная почва; 11 – черноземовидный делювий; 12 – погребенная почва; 13 – лессовидный делювий; 14 – прослой пожарища и маломощный зачаточный почвенный горизонт в лессовидном делювии; 15 – артефакты в кровле подпрудных отложений

приурочены к какому-либо одному уровню, а хаотически разбросаны. Это, наряду с разбросом разновеликого размера обломочного материала в пачке гравитационных образований, позволяет высказать мнение о внезапном возникновении обвала, повлекшем гибель животных. Поскольку некоторые из костей (несмотря на разброс по толще гравитационных образований) располагаются в анатомических связках, с некоторой долей вероятности можно допустить, что под обвал могли попасть пасшиеся здесь животные.

Кратко охарактеризуем теперь толщу отложений, отражающую процессы седиментации в приустьевом расширении оврага. В настоящей статье мы ограничимся лишь общей ее характеристикой, поскольку в строении этой толщи фиксируется

Рис. 3. Склоновые отложения (1 – погребенная почва в лессовидном делювии)

значительная изменчивость слагающих ее пачек разного генезиса и состава.

Мощность толщи достигает 8–10 м. В ее строении были выделены отложения овражного аллювия, линзовидно-залегающие субаквальные дельтовые образования, но большую часть разреза слагают образования многочисленных селевых потоков и осадки подпрудных водоемов. С определенной долей условности выделены также антропогенно-обвальные образования, отражающие, как будет показано ниже, специфический способ охоты древнего человека на лошадей (рис. 2).

Отложения подпрудных водоемов представлены карбонатными алевритами серовато-коричневого цвета, преимущественно горизонтальнослоистыми (рис. 4). Слоистость образована светло-серыми тонкими слойками карбоната. Иногда в пачке алевритов встречаются отдельные неокатанные обломки писчего мела, вблизи которых наблюдается облекающий их тип слоистости. Кроме того, в отдельных пачках алевритов имеются нарушения слоистости, возникновение которых связано с корнями водной или прибрежной растительности.

В алевритах нередко встречаются маломощные линзы (до 15 см мощности) гравийно-галечного, достаточно хорошо окатанного материала, которые относятся нами к фрагментам субаквальных дельтовых образований (рис. 5).

Селевые отложения представляют собой скопления неокатанной щебенки и мелких глыб писчего мела; заполнителем является алеврит и мелкопесчаный материал (рис. 6). В отдельных пачках селевых образований встречаются линзы алевритов подпрудных водоемов (рис. 2), что позволяет говорить об активном воздействии селевых потоков на свое ложе и «захвате» слагающих его отложений подпрудных водоемов. Не исключено, что прохождение части селей происходило весной, когда дно водоемов было еще замерзшим. В результате выхваченные из ложа фрагменты мерзлых алевритов оказались не полностью ассимилированы грязекаменным потоком в процессе их транспортировки. Судя по тому, что обычно пачка селевых отложений залегает на образованиях подпрудных водоемов, можно говорить о парагенезе этих образований. С другой стороны, иногда можно видеть, как пачки отложений грязекаменных потоков лежат друг на друге. При этом в верхней

Рис. 4. Отложения подпрудных водоемов

Рис. 5. Линза галечника в отложениях подпрудного водоема – субаквальный рукав дельты ручья, впадавшего в водоем

Рис. 6. Отложения селевого потока

из них имеются линзы алевритов подпруженных водоемов. Подобное строение толщи дает основание полагать, что поверх нижней селевой пачки существовали водные осадки подпруженного водоема, но они были нацело ассимилированы последующим селем.

Отложения балочного аллювия были встречены нами лишь в центральной части днища оврага; представлены они были пачкой мелкозернистого песка, и их формирование было связано, вероятно, с одной из заключительных стадий спуска существовавшего подпрудного водоема.

3. Закономерности расположения костеносных скоплений

В ходе археологических исследований было установлено 7 уровней костеносных скоплений (рис. 2), хотя некоторые из них лишь условно могут быть отнесены к этому понятию, поскольку, например, скопление 7 было представлено пока лишь единичными фрагментами обломков костей. Тем не менее является очевидным, что подавляющее большинство скоплений (за исключением скоплений 1 и 7) приурочено к контакту между пачками отложений кровли подпрудных водоемов и нижними частями пачек отложений селей. Иногда отдельные кости оказываются вмятыми в отложения водоемов, что связано с активным воздействием селевых потоков на свое ложе. В других случаях встречаются почти целые костяки, что позволяет думать о меньшей интенсивности воздействия селевых потоков. Кроме того, почти на всех уровнях встречаются кости в анатомических связках.

С нашей точки зрения, особые комментарии необходимо уделить скоплению-уровню 6, в котором имеются почти целые костяки (рис. 7). Вторая особенность данного уровня состоит в том, что оно приурочено к скоплению крупных глыб мелоподобного мергеля, но без «хвоста» щебенчатого материала, обычно сопровождающего обвалы и осыпи. Подобная избранность крупноглыбового материала позволила нам высказать мнение о том, что их появление в разрезе, возможно, связано с одним из способов охоты древнего человека на лошадей. В этом отношении мы полагаем, что эти крупные глыбы мелоподобного мергеля были сброшены древним человеком с упоминавшейся выше дивы (рис. 8).

Еще один важный момент, который нуждается в кратких комментариях. Речь идет о том, что почти на всех уровнях со скоплениями костей имеются единичные находки кремневых артефактов. Возможно, что люди специально посещали этот участок оврага после сильных ливневого типа дождей, которые способствовали возникновению селей и, соответственно, гибели лошадей. Воз-

Рис. 7. Костеносный уровень 6

можно, что подобная добыча мяса может быть отнесена к типу собирательства.

В этой связи уместно отметить, что скопление костей 6, о котором было высказано соображение о владении древним человеком специфическим типом охоты, имеет датировку около 14000 радиоуглеродных лет (ЛЕ-8958, 13920±175), а все остальные скопления около 13000 лет. Возможно, в разное время здесь обитали люди с несколько отличающимися культурно-бытовыми традициями.

Дать более детальное обсуждение результатов датирования костеносных скоплений моложе шестого скопления пока преждевременно.

Результаты палинологических исследований

В отложениях на памятнике было изучено 23 образца (рис. 3). Толща нижней части разреза, представленная переслаиванием отложений подпрудных водоемов и образований селей, характеризуется почти однотипным составом палинологических спектров, существенным отличием, пожалуй, является только сохранность и насыщенность пыльцой и спорами самих проб. Так в отложениях подпрудных водоемов пыльцы больше, она объемна и в этих образованиях содержится больше органических остатков, включая мелкие кусочки угля. Вместе с тем при просмотре палинологической диаграммы процентное участие отдельных элементов будет почти тождественно. Возможно, это связано с особенностями формирования самих подпрудных водоемов. Следовательно, климатические условия, в которых формировались отложения подпрудных водоемов, были очень близки. Так во всех образцах (1–9, 13, 14) преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений, где много полыней и маревых. Очень редко возрастает роль мезофильного разнотравья, где чаще преобладают сорняки. Среди древесных пород доминирует сосна. В целом в спектрах ее мало и участие колеблется от 1–2 зерен до 20. Еще меньше березы и ели, пыльца которых присутствует не в каждом образце. Во всех пробах господствуют споры зеленых мхов, иногда достигая 20–30% в общем составе. Редко встречаются сфагновые мхи и папоротники. Бесспорный интерес представляет находка *Selaginella selaginoides L.* в образце 4. Этот вид встречается в стадиальных отложениях более северных областей современной лесной зоны.

Все эти данные свидетельствуют о том, что перечисленные отложения формировались в холод-

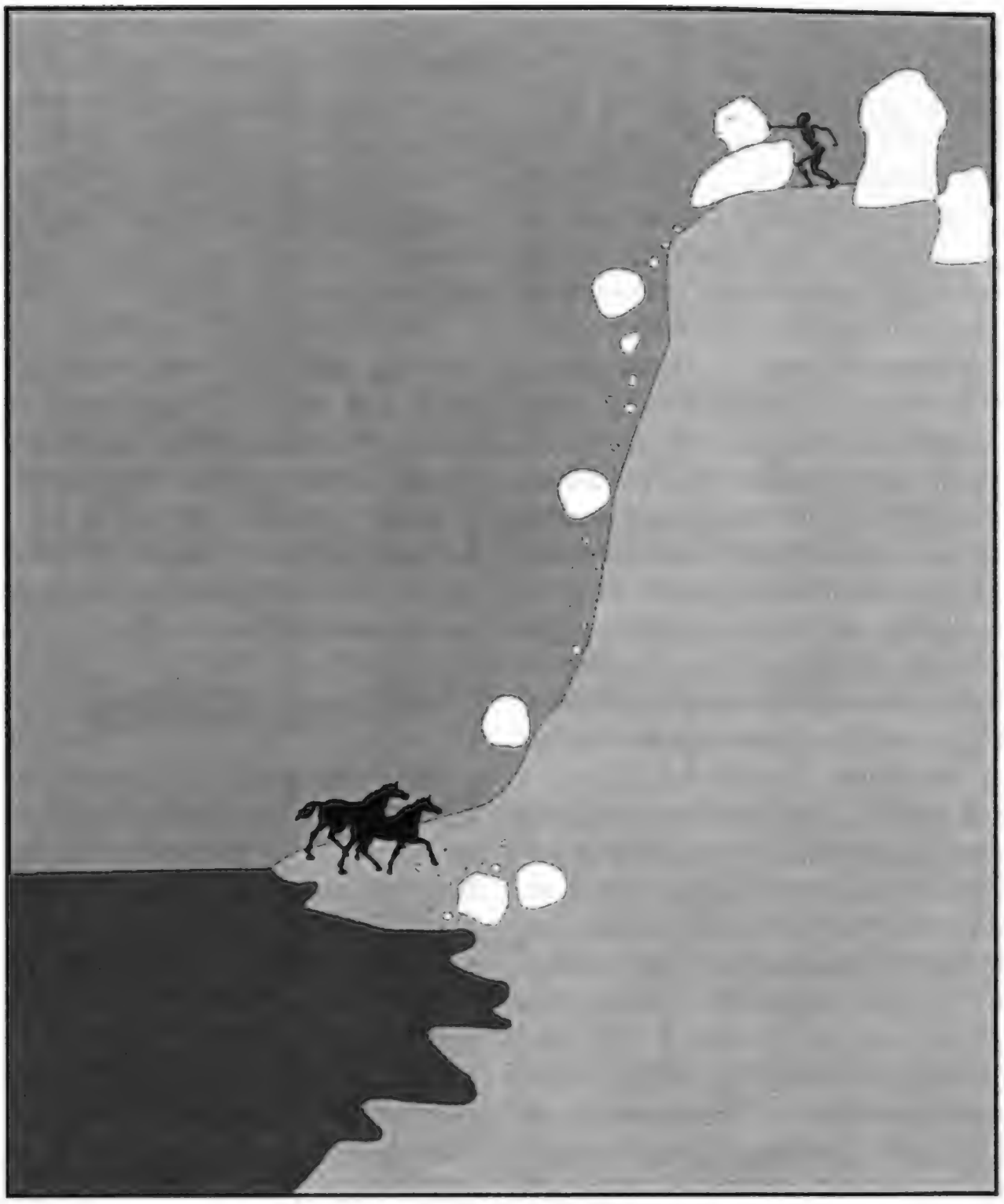


Рис. 8. Реконструкция схемы охоты древнего человека на лошадей

ные, стадиальные фазы последнего оледенения, связанные с ксерофитными условиями перигляциальной зоны конца оледенения. В это время в окрестностях Дивногорья только очень небольшие площади занимали островки сосны. Господствовали открытые ландшафты с преобладанием группировок, образованных полынями и маревыми. Присутствие споровых растений в составе спектров изменчиво, что может указывать на то, что иногда происходило временное увлажнение отдельных частей территории.

Палинологическое изучение верхней, преимущественно делювиально-почвенной толщи склоновых отложений показало присутствие нескольких горизонтов почв выше подпрудного водоема. Здесь на границе с подпрудным водоемом (обр. 9) присутствует погребенная почва малой мощности с очень своеобразным растительным покровом, по существу покрытая синузиями колючей сорной растительности сем. Cichoriaceae. Как показывают палинологические исследования, такой состав спектров свидетельствует о постоянной нарушаемости почвенного покрова, что не дает возможности произрастать на этой территории более стабильным биоценозам. Данный состав палинологического спектра наиболее отчетливо проявился в слое подпруженного водоема на границе с нарушенной и слабо выраженной почвой по образцу 9.

Об изменении прежних природных условий представленных в разрезе слоев указывают и последующие уровни, где селевые потоки имели большую разрушительную силу и способствовали нарушенности залегания отложений подпруженных водоемов. Так например, в образцах 13, 14 состав спектров мало отличается от отложений других подпрудных водоемов. В общем составе преобладают кустарничковые растения полыней и маревые, роль древесных пород невелика, хотя постоянно присутствует сосна. Споровые в основ-

ном образованы зелеными мхами. Однако сохранность пыльцы и спор плохая.

В нижней почве, в которой фиксируется упоминавшийся выше пожар, иногда видны следы побурения, интерпретируемые как прокал. В пробах помимо пыльцы и спор встречаются небольшие кусочки костей и угольков. Спорово-пыльцевой спектр этой почвы (обр. 15) отражает небольшую облесенность территории за счет участия сосны. Кустарнички – полыни и маревые – господствуют в комплексе. Кроме того присутствуют эфедра, горец, дикая гречиха, а также представители семейств цикориевых и астерациевых. Это были полуоткрытые ландшафты, где сосна образовывала очень небольшие перелески. Преобладали сухие группировки полыней и маревых. В наиболее влажных условиях селились представители более мезофильных семейств гречихи, горца и астровых. Из споровых в различных условиях обитания редко встречались зеленые мхи и иногда папоротники.

По-видимому, в разрезе сохранилась небольшая часть погребенной почвы, которая формировалась в начальную или конечную фазу одного из межстадиальных потеплений позднеледниковья. Как отмечалось, почти в самых верхах лессовидного делювия (рис. 3) прослеживается другая погребенная почва.

Сравнительно большая мощность этой почвы позволила построить отдельную диаграмму по образцам 17–20. Во всех пробах присутствуют кусочки костей, много мелких углистых частиц и спорадически встречаются кусочки стлевшей древесины хвойных пород. Сохранность пыльцы хорошая, но иногда имеется пыльца сосны меньших размеров. Здесь в общем составе в большинстве образцов господствуют травы и кустарничковые растения, хотя в верхнем образце в общем составе преобладает пыльца древесных пород. В этой группе спектров во всех образцах преобладает сосна. Значение пыльцы ели постепенно увеличивается от нижнего образца к верхнему, где она составляет 27,4%. Кроме того, в очень небольшом количестве (до 5%) приходится на долю древовидной березы. Среди травянистых и кустарничковых растений безраздельно преобладают полыни, иногда присутствующие в больших скоплениях. Это обстоятельство бесспорно указывает на то, что полыни росли очень близко от изученного разреза и не переносились на большие расстояния. По сравнению с другими образцами данного разреза здесь достаточно разнообразен состав разнотравья, а также сорняков, связанных с жизнедеятельностью человека.

Судя по результатам анализа, описанные спектры этой погребенной почвы характеризуют этап развития растительности, связанный с частью наиболее теплого отрезка позднеледниковья, отражая условия первой половины и начало оптимума межстадиального ритма. Значительные площади около памятника были заняты полынями, маревыми. Однако в целом для этой территории заметная роль принадлежала участкам из сосны и елово-сосновым лесам.

Таким образом, полученные палинологические данные фиксируют разные по составу палинологические спектры, которые характеризуют более холодные стадиальные условия во время этапа существования подпруженных водоемов. Более теплые условия отражает состав флоры погребенных почв, связанных с небольшими отрезками времени межстадиальных ритмов конца последнего оледенения.

Заключительное обсуждение

Как показало сооружение археологического раскопа в приустьевой части оврага в связи с неоднородной плотностью пород, слагающих его борта в ходе интенсивной боковой эрозии селевых потоков, возникло чашеобразное расширение его днища.

Необходимо подчеркнуть, что в ходе проведенных исследований приоритетную роль в процессах овражного седиментогенеза играли уже неоднократно упоминавшиеся селевые потоки. Последние, попадая в чашеобразное расширение, выстилали его днище слоем грязе-щебенчатого материала. Одновременно вблизи бортов расширения днища в связи с уменьшением скорости движения латеральной части потока, прилегающей к борту оврага, происходила повышенная аккумуляция материала и его нагромождение в виде вала, образующего гряду-плотину. Эта плотина служила основанием для возникновения в чашеподобном расширении днища оврага подпрудного бассейна. Со временем, по мере наполнения водоприемной чаши, начинался перелив скопившейся воды через плотину, в ходе которого происходило ее эрозионное прорезание и спуск водной массы (рис. 9). Как показали геологические исследования, подобные седиментационные процессы происходили неоднократно в интервале времени примерно от 14 до 13 тыс. л.н., что способствовало возникновению парагенеза отложений селевых потоков и осадков подпрудных бассейнов.

Необходимо также кратко пояснить наши представления о причине появления в данном разрезе столь большого количества костей, а иногда даже почти целых костяков лошадей. С нашей точки зрения, это связано прежде всего с тем, что воды ручья, текущего по дну оврага, борта которого были

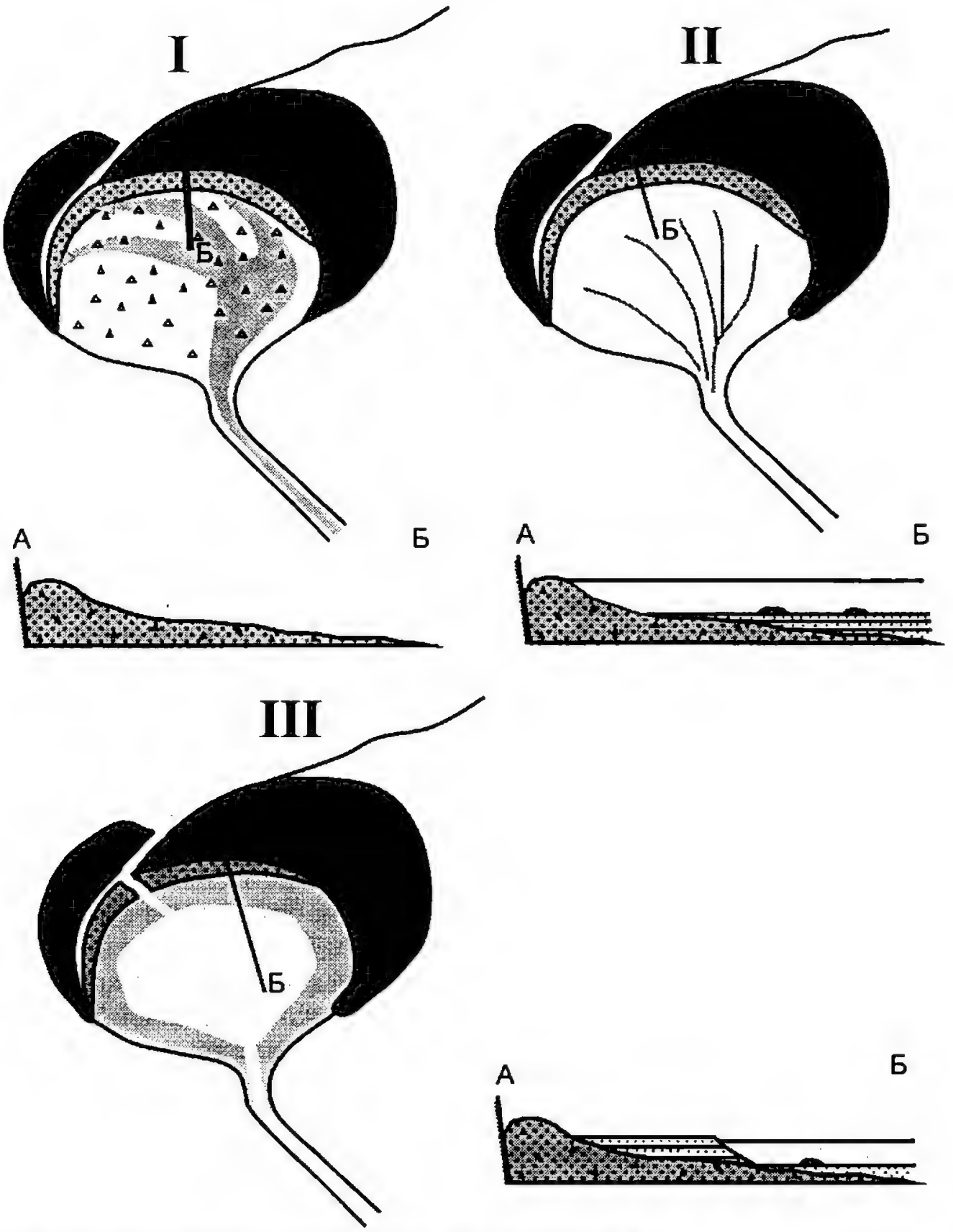


Рис. 9. Модель осадконакопления в приустьевом расширении оврага

I – стадия частичного заполнения приустьевого расширения оврага отложениями селевого потока; в латеральной части потока, прижатой к бортам расширения (полутоновая закраска), при этом резко снижается скорость, происходит повышенная аккумуляция селевых отложений и образуется гряда-запруда; II – стадия образования подпрудного водоема водами текущего (после схода селя) ручья. Происходит накопление соотвествующих образований, сочетающихся с линзами галечника субаквальных дельтовых отложений; III – стадия переполнения бассейна подпрудного водоема, частичный размыв дамбы и спуск водоема.

Данная модель отражает лишь однократность последовательности седиментационных событий. Как показано на рис. 2 подобная направленность процессов седиментогенеза происходила неоднократно.

сложены писчим мелом и мелоподобными породами, насыщались карбонатным материалом и переносили большое количество карбонатной взвеси, содержащейся как в возникших бассейнах, так и в осадках подпрудных водоемов. Подобная «молочная» вода и осадки с тонкой пленкой карбонатной взвеси привлекали лошадей, поскольку являлись для них лакомством. Именно этот момент представляется наиболее важным с точки зрения объяснения появления в разрезе большого количества костных остатков лошадей, обнаруженных в изученном разрезе. Гибель лошадей происходила, главным образом, в результате неоднократного катастрофического схода селевых потоков. В этом плане вполне уместно подчеркнуть, что сход селевых потоков в данном овраге имел тип неоднократно повторяющихся экстремальных седиментационных событий, имевших, естественно, локальные экологические последствия. Связь гибели лошадей с селевыми потоками подтверждается также тем, что костные остатки обычно приурочены к контакту селевых отложений с осадками подпрудных водоемов.

Еще один важный момент, на который необходимо обратить внимание. В данном случае речь пойдет о палеоатмосферных событиях, которыми были обусловлены иногда возникавшие ливневые дожди или вследствие резкого весеннего потепления происходило интенсивное таяние накопившегося в зимнее время снежного покрова. Эти факторы несомненно способствовали возникновению селей, но какому из них отдать предпочтение, пока определенно сказать трудно. Возможно, что надо учитывать и тот и другой фактор, хотя роль незамерзшего грунта представляется более важной. Дело в том, что талая вода, стекающая по еще не оттаявшим склонам оврага, имеет возможность в меньшей степени насытиться карбонатом и соответственно переместить со склонов в тальвег оврага не полностью оттаявший щебенчатый материал. В этом отношении представляется в большей степени привлекательным рассматривать воздействие ливневых дождей на незамерзший грунт, хотя по данным палинологического анализа в летнее время в данном месте существовала достаточно аридная обстановка. В этом плане не исключено, что ливни выпадали достаточно редко, и возможно, что их проявлению способствовало возникновение атмосферных фронтальных зон различного типа воздушных масс. Естественно, высказанные комментарии пока можно рассматривать лишь как сугубо предварительные.

Существенный интерес представляют склоновые делювиальные образования разного типа. Наличие их дает основание думать, что в некоторые моменты года были этапы моросящих дождей, стимулирующих значительный плоскостной смыв. По геологическим данным, этот этап наступил позже доминирования в овраге процессов селевого осадконакопления. Тем не менее этап делювиеобразования был прерывистым. При снижении его интенсивности в данном разрезе формировались две погребенные почвы. С верхней из них связана таежная растительность, т.е. возникла принципиально иная природная обстановка. Еще один перерыв намечается между черноземовидным и лессовидным делювием. Для оценки длительности этого перерыва пока недостаточно данных. Можно лишь отметить, что лессовидный делювий формировался в самом конце позднего неоплейстоцена, а черноземовидный – это уже результат плоскостного смыва в голоцене.

В заключение остается напомнить о возникновении крупного обвально-осыпного образования, которое, как отмечалось, могло быть связано с сейсмическим событием. Наконец, был отмечен специфический способ охоты на лошадей, основа которого состояла в сбросе крупных глыб меловых пород на лошадей, находившихся в озеровидном расширении оврага.

Наконец, последний момент, на который необходимо обратить внимание. Как известно, лошади – пугливое животное, и поэтому вряд ли поблизости от рассматриваемого памятника находилось жилье или стоянка древнего человека. Не исключено, что за пищевыми ресурсами в виде мяса приходили люди из племени, обитавшего на поверхности пролювиального конуса вблизи р. Тихой Сосны в пределах хут. Дивногорье (памятник Дивногорье-1). Это было сообщество так называемых собирателей и возможно охотников, которые, видимо, имели какие-то представления о возможном времени схода селевых потоков, способствовавших пополнению пищевых ресурсов. Во всяком случае нахождение в небольшом количестве фрагментов кремневых артефактов среди костеносных скоплений не противоречит подобным представлениям. Найденное археологами скопление артефактов на уровне 4 и рассматриваемое в качестве временной рабочей площадки, возможно, связано с нахождением в отложениях селевого потока кремней. При этом не исключено, что посещение приустьевой части оврага было связано не только с пополнением пищевых ресурсов, но также с поисками кремневых конкреций. Представители более раннего сообщества (около 14 тыс. лет назад) рассматриваются нами в качестве активных добытчиков пищевых ресурсов, поскольку скорее всего они могли владеть специфическим способом охоты.

Литература

Бессуднов А.Н.., Бессуднов А.А. Новые верхнепалеолитические памятники у хутора Дивногорье на Среднем Дону // Российская археология, 2010, 2. С.13–145.

Свиридов А.А. Отчет о проведении охранных археологических работ на местонахождении неоплейстоценовой фауны у хутора Дивногорье Лискинского района Воронежской области в 2007 г. // Архив ИА РАН. 2008.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 70, 2010 г.

РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЧВЕНОГО ПОКРОВА В ЛАНДШАФТАХ ПОСТЛИХВИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ В ЦЕНТРЕ И НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Н.И. Глушанкова

В последние десятилетия, в связи с возросшей интенсивностью антропогенной деятельности и возникших при этом изменений отдельных компонентов природной среды резко возрос интерес не только к современному состоянию биосферы, но и к ее изменениям в прошлом с целью выработки долгосрочного прогноза возможных изменений, сохранения ландшафтного, биологического, почвенного разнообразия. Существенный вклад в решение вопросов долгосрочного прогнозирования, определение стратегии рационального природопользования вносят реконструкции древних почвенных покровов, являющихся важнейшим компонентом ландшафта и чутким индикатором изменений природной среды за последний миллион лет. Современный почвенный покров отражает лишь одну из стадий почвообразования.

К настоящему времени наиболее изучены почвы и почвенных покровах позднего неоплейстоцена. Существенно меньше данных о почвенных покровах его среднего звена. На основе детальных исследований палеопочв и почвенных катен, с учетом геоморфологических, фациально-стратиграфических и палеонтологических данных, в лессово-почвенной серии среднего неоплейстоцена на территории бассейнов Днепра, Дона, Волги выделяется не менее трех длительных этапов интенсивного педогенеза, прерывавшихся этапами активного лито- и морфогенеза, субаэральной и озерной седиментации [Агаджанян, Глушанкова, 1989; Глушанкова, 1998, 1999, 2004]. Согласно номенклатурным подразделениям сводной хроностратиграфической схемы Восточно-Европейской равнины, в данном отрезке шкалы выделены горизонты: инжавинский, каменский, роменский, относящихся к самостоятельным теплым эпохам среднего плейстоцена – лихвинскому и постлихвинскому межледниковьям, заключительному этапу среднеплейстоценового педогенеза (таблица).

В настоящей работе излагаются данные об особенностях почвообразования, полученные в результате комплексного исследования ископаемых почв, формирование которых происходило в постлихвинское (каменское) межледниковье – в одно из наиболее значительных и длительных потеплений на территории центральных и восточных регионов Русской равнины, датируемое ЭПР данными интервалом примерно 340–280 тыс. л.н (ИКС 9) [Болиховская, Молодьков, 2000]. При изучении использовался комплекс литолого-стратиграфических методов четвертичной геологии в сочетании с системой методов генетического почвоведения.

Наиболее полная и достоверная информация о педогенезе в постлихвинское (каменское) межледниковье была получена в опорных разрезах, заложенных на междуречных пространствах, пологих при водораздельных склонах и древних террасах: в Лихвинском (в бассейне Оки); Михайловке (в бассейне Сейма); Урыве, Коротояке, Коростелево (в бассейне Дона); Чирково (в бассейне Суры); Татарской Чишме, Коминтерн (в бассейне Нижней Камы) и др. (рис.). В них были вскрыты и изучены зрелые, хорошо сохранившиеся, полно профильные почвы климатического оптимума межледниковой эпохи, в большинстве случаев отражающих в строении профиля характерные черты древнего почвообразования и присущие им морфотипические признаки. Полигенетический профиль их эпигенетически нарушен клиновидными деформациями типа псевдоморфоз льдогрунтовых жил игоревского криогенного горизонта [Величко и др., 1997]. Почвообразующими породами для каменской почвы в большинстве разрезов послужили лессы и лессовидные суглинки (коростелевский лесс).

В кротовинах палеопочвы в разрезах Прилуки (бассейн Днепра) и Рассказово (бассейн Дона) была обнаружена хазарская фауна грызунов,

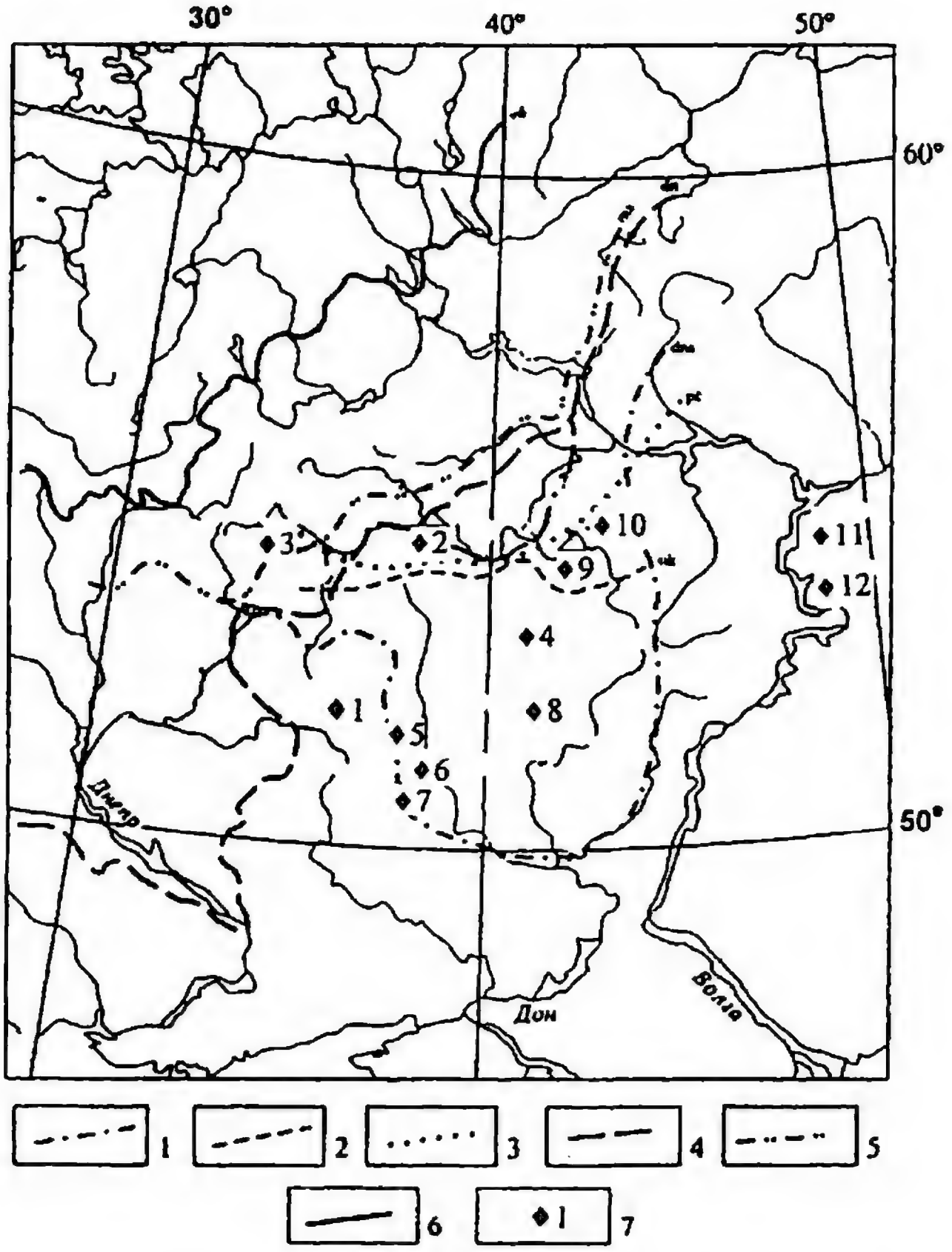


Рис. Местоположение изученных опорных разрезов на территории центральных и восточных регионов Русской равнины:

1 – граница донского (dns) оледенения; 2 – предполагаемая граница окского (ok) оледенения; 3 – предполагаемая граница распространения печорского (pc^{v}) оледенения; 4 – граница днепровского (dn) оледенения; 5 – граница московской стадии (ms) днепровского оледенения; 6 – граница валдайского (vd) оледенения; 7 – опорные разрезы: 1 – Михайловка, 2 – Лихвин, 3 – Гололобово, 4 – Тамбов, 5 – Стрелица, 6 – Урыв, 7 – Коротояк, 8 – Коростелево, 9 – Чирково, 10 – Нароватово, 11 – Коминтерн, 12 – Татарская Чишма

представленная, главным образом, степными видами: *Citellus sp., Lagurus ex gr., Lagurus, Micritus gregalis.* Экологический облик хазарской микротериофауны, включающей остатки лагурид с доминирующими «лагурусными» морфотипами зубов, извлеченных из каменской почвы, позволяет предположить развитие на междуречьях черноземных почв. В состав микротериофауны входят три экологических компонента: степной (суслики, слепыши, степные пеструшки, узкочерепные полевки), лесной (рыжие полевки) и околоводный. В аллювиальных отложениях, подстилающих каменскую почву в разрезе Рыбная Слобода (55°38′с.ш., 50°25′в.д.) в устье Камы, обнаружена сингильская микротериофауна, видовой состав которой включает многочисленные остатки архаичных *Arvicola cantianus, Clethrionomys glareolus, Clethrionomys rubocanus, Microtus (Stenocranius) gregalis, Microtus agrestis, Microtus oeconomus* и некоторых других [Маркова, 2004].

В мощном (до 4-х метров) полигенетическом профиле каменской почвы **в разрезе Михайловка**

(52°12′с.ш., 35°25′в.д.) (бассейн Сейма), вскрытом на западной стенке карьера в интервале глубин 15,6–19,6 м, выделяются признаки двух фаз в развитии педокомплекса (рис.). Основной фазе соответствует текстурно-дифференцированная палеопочва (2,2 м) с профилем A1-AB-Bmt и явными признаками гидроморфизма (обозначенная в разрезе как пятая палеопочва), а заключительной – палеопочва (1,8 м) с профилем A1-B (четвертая почва разреза). В палеопочве основной стадии выделяется темно коричневый, суглинистый гумусовый горизонт A1 (0,9 м) с языковатым нижним контактом, светло коричневый суглинистый горизонт AB (0,21 м) и коричневато-бурый супесчано-суглинистый горизонт Bt (1,1 м) с кротовинами, с обилием железомарганцевых примазок, микроортштейнов, наблюдаемых по всему профилю. Аналогичное строение профиля каменской почвы мощностью свыше 1,85 м прослеживается и на северной стенке карьера.

Аналитическое изучение палеопочвы основной стадии показало высокое содержание тонкодисперсных фракций (10,4–44,3%), относительную стабильность химического состава в почти бескарбонатном профиле почвы (CO_2 карб 0,10–0,28%), дифференциацию его по содержанию ила. Количество органического вещества (Сорг 0,10–0,45%) постепенно убывающее с глубиной обнаруживает два максимума в средней и нижней части горизонта A1, представленных соответственно фульватно-гуматным (Сгк/Сфк – 0,9–1,4) фульватным (Сгк/Сфк 0,58–0,62) составом. Материалы морфологического анализа в совокупности с физико-химическими данными свидетельствуют о том, что профилеобразующими процессами в формировании каменской почвы являлись: гумусонакопление, лессиваж в сочетании с оглинением in situ и поверхностным оглеением. Можно предположить, что рассматриваемая лесная почва развивалась в условиях менее выраженного промывного режима по сравнению с инжавинской почвой, вскрытой в основании разреза, при некотором ослаблении процессов поверхностного оглеения. Генетическая принадлежность каменской почвы может быть определена в достаточно широких пределах. Сочетание отмеченных выше свойств характерно для современных почв северной лесостепи и широколиственных лесов. Современные аналоги каменской почвы, диагностированной как текстурно-дифференцированная лессивированная почва, могут быть серые лесные и бурые лесные лессивированные почвы, брюниземы.

В бассейне Верхней Оки, в Лихвинском разрезе (54°06′с.ш., 36°16′в.д.), выше старичноозерной линзы лихвинского межледниковья, выделяется серия сближенных почв, несущих черты текстурной дифференциации – ПП6 и ПП5, относимых к единой эпохе педогенеза постлихвинского межледниковья (рис.). В пользу этого утверждения, помимо отсутствия криогенного горизонта в кровле $ПП_6$, говорит и генезис палеопочв, который допускает их формирование в разные этапы единого межледниковья [Разрезы…., 1977; Глушанкова, 1999]. Отнесение их к разным межледниковьям ранее уже ставилось под сомнение К.А. Ушко. На южной окраине Лихвинского разреза сохранился наиболее приподнятый участок древней долины, где субаэральные процессы в среднем плейстоцене протекали в максимально благоприятных условиях. Здесь на слоистых осадках пойменного типа, подстилающих морену днепровского оледенения, на глубине 18 м от кровли разреза, вскрывается палеопочва (ПП6), отвечающая ранней фазе развития каменской почвы, сформировавшаяся, согласно ТЛ – датировке, 324 т.л.н. Сравнительно хорошо сохранившийся полно развитый генетический профиль A2Bt-Bt-BCg дифференцирован на коричневато-белесовато-бурый горизонт A2Bt (0,18–0,23 м) с обильной белесой присыпкой по граням структурных отдельностей, В него проникают трещины от верхнего контакта почвы, заполненные охристым ожелезненным суглинком. Постепенно, по неровной границе, он переходит в тяжелосуглинистый бурый с сизоватым оттенком горизонт Bt с хорошо заметной ячеистой текстурой, охристыми примазками и отдельными железомарганцевыми микроортштейнами. Встречены кротовины, заполненные темно серым гумусированным суглинком. В основании профиля окраска светлеет, приобретает палевый оттенок, а книзу – нарастает сизый тон в окраске.

Микроморфологические данные свидетельствуют о достаточно однородном строении почвообразующей породы. В профиле палеопочвы фиксируются признаки элювиальной и иллювиальной части. Верхняя часть сохранившегося профиля (горизонт A2Bt) хорошо агрегирована и здесь развиты, как глинистые кутаны, так и зоны обеднения плазмой по порам (скелетаны). Агрегаты первого порядка округлые и выражены слабо, а агрегаты-блоки второго порядка выражены хорошо. Хотя и несут черты сдавливания. В горизонте Bt в каналовидных порах развиты мощные железисто-глинистые кутаны слоистого флюидального строения. Такие кутаны встречаются и по граням агрегатов второго порядка. Натеки часто почти целиком заполняют достаточно крупные поры, что говорит о длительных и интенсивных процессах иллювиирования железа и глины при слабо изменявшихся условиях. Хорошо выражена также кольцевая (ооидная) ориентировка плазмы основы по агрегатам первого порядка.

Ниже, в горизонте ВС агрегированность и количество железа, как в плазме основы, так и в натеках убывает. Существенно увеличивается количество новообразований железа, наблюдается вторичная пропитка аморфными гидроокислами железа по каналовидным порам [Длусский,2001].

Таким образом, шестая палеопочва, отвечающая ранней фазе развития каменской почвы, характеризуется хорошо развитым текстурно-дифференцированным профилем, сформировавшимся в межледниковых условиях под воздействием отчетливо развитых процессов лессиважа и иллювиирования железа. Гумусовый горизонт не сохранился, но, судя по заполнению трещин и кротовин, он обладал темно-серой окраской. В профиле палеопочвы отмечаются черты сезонного промерзания и оттаивания. По целому ряду признаков, шестая палеопочва напоминает современные дерново-подзолистые почвы.

Начиная со времени формирования этой палеопочвы и в процессе накопления двухметровой толщи глинистых осадков, на которых позднее развилась мощная палеопочва (ПП5), господствующие позиции в ландшафтах постепенно стали занимать смешанные широколиственно-еловые леса с участием таких пород, как дуб, граб, вяз, липа и др. [Разрезы..., 1977]. В этих условиях в почвенном покрове бассейна Верхней Оки широкое распространение получили почвы с текстурно-дифференцированным профилем A1-Bt-BCg, с признаками грунтового оглеения. В профиле палеопочвы, приуроченной к поздней фазе развития каменской почвы, в значительной степени преобразованной в результате эрозии и вторичных процессов оглеения и ожелезнения, выделяются: буровато-коричневый, тяжелосуглинистый, фрагментарно сохранившийся гумусовый горизонт A1 (0,2 м); серовато-белесовато-бурый, легкосуглинистый горизонт ABt (0,15 м), постепенно переходящий в буровато-сизовато-коричневый, суглинистый иллювиальный горизонт Bt с комковато-ореховатой структурой и отдельными железомарганцевыми микроортштейнами.

Исследование микроморфологического строения пятой палеопочвы (ПП5) проведенное С.А.Шобой, К.Г.Длусским, показало плотное сложение во фрагментах гумусового горизонта, для которого характерно большое количество углистых точечных образований и редкие диффузные выделения гумусового вещества с полуторными оксидами. Для глинистой массы характерно чешуйчатое микростроение. Иллювиальный горизонт отличается большим количеством вмытого материала. В нем фиксируются агрегаты размером 0,3–0,5 мм округлой формы, имеющие глинисто-гумусовый состав плазмы основы. Изредка встречается кольцевая ориентировка плазмы вокруг агрегатов. Количество органического вещества уменьшается вниз по профилю. В нижней части горизонта Bt обнаруживаются железисто-глинистые кутаны иллювиирования. Ожелезнение и интенсивность сизой окраски увеличивается вниз по профилю. Постепенно горизонт Bt переходит в горизонт BCg –сизовато-черный с многочисленными прожилками ржаво-охристого ожелезнения. Характерно, что плазма основы по всему профилю имеет вокругскелетную, струйчатую, чешуйчато-волокнистую оптическую ориентировку.

Формирование почвы сопровождалось, по-видимому, относительным гумусонакоплением, приведшем к образованию темного гумусового горизонта (Сорг 0,16–0,26%), с фульватным составом (Сгк/Сфк 0,44–0,71) органического вещества и слабоароматичными молекулами гуминовых кислот, по величине оптической плотности приближающимися к современным лесным почвам. Среди гуминовых кислот доминируют черные разности, связанные с кальцием. Почти в равном количестве в гумусовом горизонте обнаруживаются бурые гуминовые кислоты, образующие комплексы с подвижными полуторными оксидами. Значительно меньше содержание гуминовых кислот, связанных с устойчивыми полуторными оксидами и глинистыми минералами.

Для пятой палеопочвы характерно более отчетливое, по сравнению с нижележащей почвой, оглинивание in situ всей толщи, охваченной почвообразованием, менее интенсивное иллювиирование материала в более мягких условиях, что следует из развития в одном профиле черт лессиважа, иллювиирование соединений железа и оглинивания in situ, фиксируемого по чешуйчато-волокнистой плазме основы. Анализ полученных данных позволяет предположить, что формирование почвы, преобразованной диагенетическими процессами в результате эрозии, оглеения и ожелезнения, происходило под воздействием процессов (в порядке убывания их роли): оглинивания in situ, гумусообразования, иллювиирования глинистого вещества, грунтового оглеения. Признаки оглеения, наблюдаемые в палеопочве, возможно имеют не только диагенетическое происхождение. Отмеченные выше признаки характерны для широкого круга современных почв. На различных стадиях формирования сложно построенной каменской почвы, почвенный покров в бассейне Верхней Оки могли составлять дерново-подзолистые почвы, приуроченные к ранней фазе педогенеза, серые лесные и грунтово-огленные разности бурых лесных лессивированных почв поздней фазы формирования. Предположительно палеопочву можно определить как бурую лесную

лессивированную, грунтово-оглеенную. При сопоставлении строения доднепровских отложений в опорных разрезах Михайловка и Лихвинский обращает на себя внимание тот факт, что каменская палеопочва в обоих разрезах многофазна.

На протяжении всего межледниковья формирование почвенного покрова в бассейне Верхней Оки происходило в условиях лесных ландшафтов, господствующие позиции в которых занимали еловолипово-вязово-дубовые леса [Разрезы..., 1977].

Севернее Лихвинского разреза, резкая дифференциация профиля с отчетливо выраженным осветленным горизонтом элювиирования (A1-A2-Bt) наблюдается в палеопочвах постлихвинского межледниковья лишь вблизи северной границы распространения среднеплейстоценовых лессов, в бассейне средней и нижней Оки. В формировании почвенного покрова здесь профилеобразующими были элювиально-иллювиальные процессы с преобладанием лессиважа и заметной ролью гумусообразования, способствовавших образованию текстурно-дифференцированных почв, развитых на этой территории в настоящее время – дерново-подзолистых и серых лесных почв.

На междуречье Оки и Москвы почва постлихвинского межледниковья **в разрезе Гололобово** (55°42′с.ш., 38°35′в.д.) имеет профиль, дифференцированный по типу A1-A2Bt-Bt (рис.). По микроморфологическим данным почвенная масса хорошо агрегирована. Отчетливо выражены агрегаты второго порядка неправильной формы. Встречаются как угловатые, так и округлые агрегаты. Много мощных слоистых кутан гумусово-глинистого, а в верхней части иногда и железисто-глинистого состава, иногда целиком заполняющих межагрегатные поры. Фрагменты кутан встречаются и внутри агрегатов первого порядка, что свидетельствует о полигенетичности почвы и существенной переработке профиля наиболее отчетливо выраженной фазы почвообразования последующими почвенными процессами. В верхней части горизонта A2Bt встречаются скелетаны и зоны обеднения плазмой. Органическое вещество представлено бурым гумусом, который слабо пропитывает железисто-гумусовую плазму основы.

В профиле каменской почвы отмечается слабая дифференциация по полуторным оксидам. Наиболее обеднена ими средняя часть профиля, причем минимум алюминия смещен вниз относительно минимума железа. Микроморфологические и химические характеристики, в сочетании с морфологическими особенностями, свидетельствуют о наличии признаков довольно интенсивных процессов лессиважа и иллювиирования гумуса, слабые признаки иллювиирования железа. Ввиду плохой сохранности профиля каменской палеопочвы, диагностика генетической принадлежности ее затруднена. Тем не менее, подобное строение профиля и аналогичное сочетание элементарных почвенных процессов, принимавших участие в почвообразовании в оптимум постлихвинского межледниковья, характерно для современных серых лесных почв [Длусский, 2001].

Признаки иллювиирования ила, соединений гумуса в сочетании со слабыми признаками иллювиирования железа, а также признаки гумусообразования характерны для каменской почвы, изученной **в разрезе Горький** (56°10′с.ш.,44°08′в.д.). Профиль палеопочвы мощностью 1,2 м построен по типу A1-A2-Bt1-Bt2. Она залегает непосредственно на инжавинской почве и выщелочена от карбонатов (CO_2 карб ~ 1,0%). В коричневато-сером горизонте A1 (0,2 м) обильно представлены железомарганцевые микроортштейны, а в нижней части – белесая присыпка.

Наличие резких переходов между генетическими горизонтами позволяет предположить наличие нескольких фаз педогенеза, сопровождавшихся осадконакоплением. Вместе с тем, в каменской почве отмечаются признаки достаточно интенсивных процессов иллювиирования ила и гумуса, а также отчетливо выраженного процесса гумусообразования. Формирование грубого гумуса характерно, скорее, для современных таежных почв, чем для почв, распространенных ныне под смешанными и широколиственными лесами. Отмечены также слабые признаки иллювиирования аморфных гидроокислов железа, что также свойственно современным подзолистым и дерново-подзолистым почвам. Исходя из всего сказанного, можно заключить, что каменская почва в разрезе Горький может быть диагностирована как текстурно-дифференцированная с ведущей ролью лессиважа и морфологически выраженным элювиальным горизонтом A2. Наличие хорошо развитого гумусового и элювиального горизонтов в сочетании с показанными выше процессами наблюдается в современных серых лесных или дерново-подзолистых почвах.

В сниженной части Окско-Донской равнины влияние лессиважа на формирование каменской почвы прослеживается до бассейна Верхнего Дона, однако его роль там существенно убывает. В самых южных разрезах, где лессиваж зафиксирован, он проявляется лишь на микроморфологическом уровне, утрачивая роль профилеобразующего. На широте 55°с.ш. фиксируется смена ведущих процессов педогенеза. Уже на Средней Оке выделяется полоса текстурно-дифференцированных лессивированных и оглиненных почв. В отличие от северных разрезов, здесь профилеобразующими процессами являются активное гумусообразо-

вание и лессиваж, в изученных разрезах они сочетались с иллювиированием гумуса и признаками оглинивания in situ, что приводило к формированию профиля типа A1-Bt-BC. Сходные условия для каменской палеопочвы отмечались в разрезе Михайловка. Эти палеопочвы выщелочены от карбонатов. В них наблюдается аккумуляция ила и гумуса в горизонте Bt с формированием элювиальной части профиля в нижней части гумусового горизонта. Сочетание показанных свойств характерно для современных почв северной лесостепи, луговых степей (прерий) и широколиственных лесов. Интенсивность лессиважа в каменской почве, вероятно, была гораздо выше, чем в ее возможных современных аналогах.

В бассейне р. Цна, **в разрезе Тамбов** (52°45′с.ш., 41°29′в.д.), сохранившаяся часть профиля каменской почвы ($A1^1$-A1Bt) образует с нижележащей инжавинской почвой (Btg) единый педокомплекс (первый тамбовский, по В.П. Ударцеву) (рис.). Наличие горизонта мелкополигонального растрескивания на границе фаз педогенеза позволяет предположить существование в интервале между их формированием этапа континентализации климата. Микроморфологический анализ позволил детализировать картину смены условий почвообразования и уточнить генетическую диагностику почвенных горизонтов. По всем имеющимся данным, ее верхняя часть отвечает хорошо гумусированной почве с признаками лессиважа, метаморфического оглинивания и иллювиирования гумуса. Такая почва по морфотипическим признакам соответствует в районе исследования каменской и может быть определена как текстурно-дифференцированная лессивированная оглиненная. Сочетание основных элементарных почвенных процессов позволяет сопоставить ее с современными серыми лесными или лессивированными бурыми лесными почвами (Длусский, 2001).

На правобережье Дона, **в разрезе Урыв** (51°48′с.ш.,39°43′в.д.), в профиле каменской почвы (A1-Bmt-BCa), прослеживаются: суглинистый темно-серый гумусовый горизонт (0,8 м); коричневато-бурый горизонт Bmt (1,1 м) с карбонатами и признаками оглеения (рис.). Морфология и химические свойства палеопочвы указывают на ее черноземовидный характер, что достаточно отчетливо проявляется в ее гумусном состоянии. Распределение гумуса по профилю (Сорг 0,26–0,39%) и состав его (Сгк/Сфк 1,6–1,8) близки к таковому в профиле современных степных почв. Выявлено, однако, увеличение отношения Сгк/Сфк в средней и нижней частях горизонта A1, что характерно для почв черноземного и лугово-черноземного типов, в которых имеет место элювиальный процесс. В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты, связанные с кальцием, доля которых увеличивается вниз по профилю, что объясняется, по-видимому, постепенным увеличением содержания карбонатов. В верхних горизонтах отмечается повышенное содержание бурых гуминовых кислот, что в современных почвах отличает луговые разности почв от черноземов. Причиной этого могло быть ослабление интенсивности минерализации органического вещества вследствие избыточного увлажнения.

По данным аналитических определений, каменская палеопочва характеризуется сочетанием в профиле интенсивного гумусонакопления с выщелачиванием карбонатов из гумусового и подгумусового горизонтов. В профиле диагностируются слабые признаки элювиально-иллювиальной дифференциации по илистой фракции, содержание которой достигает 45%, физической глине и валовому содержанию полуторных оксидов, которая морфологически проявляется в наличии гумусовых затеков и бурых пленок и корочек по граням структурных отдельностей в иллювиальном горизонте. Исходя из отмеченных выше особенностей гумусного состояния и минерального состава, можно предположить, что существенными процессами, принимавшими участие в педогенезе на разных этапах развития каменской почвы на правобережье Дона, было гумусообразование и оглинивание in situ и сопутствовавшие им лессиваж и иллювиально-карбонатный процессы. В итоге профиль каменской почвы, под совокупным влиянием означенных процессов, приобрел черты, сближающие ее с современными брюниземами и бурыми лесными почвами.

В разрезе Стрелица (51°31′с.ш.,38°53′в.д.), расположенном севернее разреза Урыв (рис.), каменская палеопочва, выделяемая в склоновом варианте как средний уровень в составе первого тамбовского педокомплекса, представлена полнопрофильной темноцветной почвой, состоящей из гумусового горизонта A1 и ярко бурого с ореховато-зернистой структурой горизонта Bmt, с блестящими пленками по педам, железомарганцевыми ортштейнами и примазками. Микроморфологические данные показали тонкоструйчатое строение глинистой и железисто-глинистой плазмы основы при высокой степени оптической ориентации, а также ожелезнение агрегатов, что, по мнению А.И. Цацкина, свидетельствует об активном метаморфическом оглинивании и ожелезнении почвенной массы. В горизонте A1 появляются копрогенные гумусово-глинистые агрегаты. Горизонт Bmt имеет ярко бурый цвет, сложную систему внутри- и межагрегатных пор, плотное агрегатно-блочное микросложение с преобладанием тонких извилистых трещин. В основании

профиля отмечены тонкие натеки-пленки, окаймляющие сложные агрегаты, свидетельствующие о развитии на одной их стадий почвообразования процессов лессиважа.

Аналитическое изучение показало: наибольшее для среднеплейстоценовых почв разреза Стрелица содержание гумуса (С орг – 0,9%), что хорошо согласуется с максимальной морфологической темноцветностью горизонта А1; наибольшую глинистость (40% фракции < 0,001 мм), ожелезненность. Содержание свободных форм железа (в вытяжке Мера-Джексона) составляет 1,24%, что составляет до 35% от валового железа [Величко и др., 1997].

В разрезе Коротояк (51°42′с.ш., 39°25′в.д.), расположенном на правобережье р. Тихая Сосна (правый приток Дона), южнее разреза Урыв (рис.), мощный (2,45 м) генетический профиль каменской почвы сближен с горизонтом роменской почвы (А1[1]-С) и представлен горизонтами: А1 (А1[1]+А1) (1,2 м) – суглинком, буровато-серым с сизоватым оттенком в верхней осветленной части гумусового горизонта, с обилием марганцевых примазок; Bmt (1,25 м) – суглинком, бурым, книзу светло коричневым, с множеством железистых примазок пятен, микроортштейнов, слабой белесой присыпкой и с темными пленками по граням структурных отдельностей. Материнской породой для палеопочвы являются бескарбонатные и очень слабо гумусированные аллювиальные отложения.

Содержание органического вещества в профиле палеопочвы изменяется в пределах 0,04–0,35% и постепенно уменьшается с глубиной. В распределении его отмечается два максимума – в средней и нижней части А1, где фиксируется фульватно-гуматный тип гумуса (Сгк/Сфк 1,3–1,5). В самой верхней части горизонта А1 (соответствующему, видимо, гумусовому горизонту роменской почвы) и в подгумусовой толще он меняется на фульватный. Гуминовые кислоты образуют комплексные соединения с кальцием, полуторными оксидами. Значительная доля гуминовых кислот связана с глинистыми минералами. Отмечается высокий процент негидролизуемого остатка. Гранулометрический состав показывает обогащение каменской почвы, по сравнению с материнской породой, илистой фракцией, физической глиной, с максимальным содержанием первой в иллювиально-метаморфическом горизонте Bmt. Здесь же отмечается повышенное количество полуторных оксидов.

Морфологические особенности и аналитические данные свидетельствуют о сочетании в педогенезе каменской почвы процессов интенсивного гумусонакопления, умеренно развитого метаморфического оглинивания, а также признаков лессиважа и иллювиирования органического вещества в нижней части профиля, в сочетании с оглеением. Показанные диагностические характеристики каменской почвы в разрезе Коротояк обнаруживают ряд общих черт с современными бурыми лесными почвами, брюниземами, выщелоченными черноземами.

Ослабление выщелачивания, интенсификация гумусообразования, внутрипочвенного оглинивания и иллювиирования карбонатов, усиление активности почвенной биоты наблюдается в каменской почве в центральной части Тамбовской равнины. **В разрезе Коростелево** (51°50′с.ш., 42°25′в.д.), расположенном, на правобережье р. Ворона (рис.), полигенетический профиль каменской почвы, смыкающийся с роменской и инжавинской почвами, дифференцирован на гумусовый горизонт А1 (0,7–0,9 м) – темно серовато коричневый суглинок, с максимальной гумусированностью в средней и особенно в нижней части, с множеством железомарганцевых новообразований; ВСа (1,15–1,24 м) – коричневато-бурый суглинок с обилием карбонатов, железомарганцевых образований, пятен оглеения.

По аналитическим данным отмечается высокое содержание тонкодисперсных фракций (38,2–43,1%), сильная окарбоначенность, с иллювиальным максимумом содержания углекислых солей в горизонте ВСа (CO_2 карб 6,32–8,1%); практически равномерное распределение по профилю ила (незначительное уменьшение его содержания отмечается в нижней части горизонта А1), полуторных оксидов и кремнезема. В верхней гумусовой части профиля наблюдается обогащенность поглощенным натрием. Содержание органического вещества колеблется в пределах (Сорг 0,26–0,39%) и постепенно падает с глубиной. В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты (Сгк/Сфк 1,6–1,8), связанные преимущественно с кальцием. Несколько повышенное содержание бурых гуминовых кислот приурочено к верхней части горизонта А1. Выявлено увеличение отношения Сгк/Сфк в средней и нижней частях гумусового горизонта параллельно росту гумусированности. Для органического вещества палеопочвы характерен высокий процент негидролизуемого остатка (гумина) [Агаджанян, Глушанкова, 1987; Глушанкова, 2004].

В микростроении гумусового горизонта каменской почвы сочетаются простые округлые агрегаты и сложные агрегаты, а также копрогенные полуизотропные агрегаты. Здесь также отмечаются выцветы кальцита и гумусо-железисто-глинистые сгустки. Состав гумуса гуматный, с высоким содержанием негидролизуемого остатка. Горизонт ВСа отличается сочетанием фрагментарных и оо-

идоподобных зон, сильной инкрустацией глинистой массы микрокристаллическим кальцитом при обилии гумусово-марганцовистых хлопьевидных пятен и анизотропных железисто-глинистых сегрегацией (папул?). Яркой особенностью микростроения этого горизонта является наличие обломков светлых глинистых натеков, сильно растресканных и вовлеченных в карбонатно-глинистую массу основы [Ударцев, Цацкин, 1989].

Приведенные материалы морфогенетического анализа в совокупности с химическими и микроморфологическими данными свидетельствуют о том, что в каменской почве разреза Коростелево преобладают признаки активного гумусонакопления, внутрипочвенного оглинивания и иллювиирования карбонатов. На ранних стадиях педогенеза заметное участие в формировании почвы принимал лессиваж. Таким образом, каменская почва в разрезе Коростелево может быть сопоставлена как с современными выщелоченными черноземами, но с более развитыми признаками оглинивания in situ, так и с лугово-степными черноземовидными оглиненными почвами. В древних понижениях исследуемой территории шло развитие лугового процесса, что подтверждается находками в ряде соседних разрезов (Рассказово, Перевоз, Посевкино) на том же стратиграфическом уровне гидроморфных разностей палеопочв.

Приведенная краткая морфолого-геохимическая и микроморфологическая диагностика каменской палеопочвы, изученной на восточном склоне Среднерусской возвышенности, свидетельствует о том, что формирование полнопрофильной черноземовидной оглиненной и ожелезненной почвы происходило под воздействием активного гумусообразования и метаморфического оглинивания. Признаки карбонатно-иллювиального процесса и лессиважа, приуроченные к ранней фазе почвообразования, указывают на то, что эпоха формирования каменской почвы была длительной и сложной, включавшей несколько фаз развития [Ударцев, Цацкин, 1989]. Ранее это отмечалось в каменской почве разреза Михайловка.

В бассейне Верхнего Дона формирование почвенного покрова в постлихвинское межледниковье происходило в ландшафтах лесостепи с участками липово-грабово-дубовых и березово-сосновых лесов на ранней стадии развития, а на последующей – под разнотравно-злаковыми степями с участками грабово-дубовых лесов, березняков и ольшаников. В составе дендрофлоры, по сравнению с флорами предыдущих межледниковий, резко сократилось участие плиоценовых реликтов [Болиховская, 2004].

На самом юге Окско-Донской равнины, в бассейне Среднего Дона, признаки элювиально-иллювиальных процессов в каменской почве не проявляются. Здесь она характеризуется профилем типа A1-AB-BCa с коричневой окраской гумусового горизонта и ослаблением интенсивности гумусообразования относительно палеопочв северных разрезов.

На территории Приволжской лессовой провинции, **в разрезе Чирково** (54°50′с.ш.,42°25′в.д.), расположенном в бассейне Суры, хорошо сохранившаяся каменская палеопочва имеет профиль A1-Bt и залегает непосредственно на более древней палеопочве – инжавинской (рис.). Аналогичное строение наблюдается для каменской почвы в разрезе Нароватово в бассейне Мокши. Палеопочва имеет мощный, в значительной степени деформированный гумусовый горизонт (0,7 м), который представлен коричневато-серым, с переходом книзу в коричневато темно серый, суглинком. Хорошо оструктуренный, суглинистый горизонт Bt характеризуется сизовато-бурой окраской, глянцевыми пленками по граням структурных отдельностей, железомарганцевыми примазками и микроорттштейнами.

По аналитическим данным, существенную роль в формировании каменской почвы играло гумусообразование. Это приводило к образованию мощного темноцветного гумусового горизонта, для которого характерно высокое содержание органического вещества (Сорг 0,53%) гуматного состава в средней и нижней частях горизонта A1, гуматно-фульватного в нижележащем горизонте. В распределении гранулометрических фракций по вертикали в профиле палеопочвы наблюдается вынос ила из верхнего горизонта и накопление его в горизонте Bt. Аналогичная закономерность отмечается и для распределения физической глины. Довольно отчетливая дифференциация в профиле палеопочвы по элювиально-иллювиальному типу фиксируется и по данным валового химического состава.

Сказанное выше позволяет предположить, что каменская палеопочва в разрезе Чирково прошла длительный путь развития в более теплых и влажных условиях, чем в настоящее время в бассейне Суры, под воздействием интенсивного гумусообразования, лессиважа, оглинения и иллювиирования гумуса. Показанные выше признаки характерны для широкого круга современных лесных и лесостепных почв. Аналогами каменской почвы в разрезе Чирково могли быть бурые лесные лессивированные, серые лесные почвы. Косвенным подтверждением этого могут быть палинологические данные, полученные В.В. Писаревой для одновозрастной почвы в разрезе Нароватово. Согласно им, во время накопления почвообразующей породы каменской почвы флора была беднее лихвинской. В ее составе, на фоне доминирующей

роли ели, присутствовали дуб, вяз, липа. Единично в образцах почвы встречена пыльца граба.

На территории Заволжской лессовой провинции, **в разрезе Коминтерн** (55°20′с.ш., 50°10′в.д.), в низовьях Камы, постлихвинская палеопочва характеризуется хорошо сохранившимся мощным профилем (до 2,85 м), прослеженном на протяжении более 5 км в стенках обнажения в горизонтальном залегании (рис.). Профиль каменской палеопочвы дифференцирован на коричневато серый, неравномерно прокрашенный гумусом (с максимумом гумусированности в средней части) суглинистый горизонт A1 (0,85 м, A1+AB –1,55 м), с обилием железомарганцевых примазок и микроортштейнов темно бурого и черного цвета; серовато коричневый переходный, прогумусированный горизонт AB с признаками высокой активности почвенной биоты, обилием карбонатов, наличием железомарганцевых микроортштейнов. В нижней части профиля выделяются: неоднородно окрашенный, суглинистый, плотный, сизовато бурый иллювиальный горизонт Bt с языковатыми гумусовыми затеками и бурыми пленками по граням структурных отдельностей. Ниже располагается горизонт BCa с максимумом карбонатов в виде псевдомицелия, пятен, прожилок, сосредоточенных в верхней части горизонта. Необходимо заметить, что значительная мощность и особенности строения палеопочвы, скорее всего, свидетельствуют о полигенетическом характере ее формирования.

Анализ полученных данных свидетельствует об элювиально-иллювиальном характере в распределении илистой фракции, соединений железа, алюминия и максимальной аккумуляцией их в иллювиальном горизонте Bt. Наблюдаемое накопление ила в горизонтах AB и Bt обусловлено как вмыванием сверху, так и оглинением in situ. Данный процесс сочетался со значительным гумусонакоплением (Сорг 0,26–0,49%), с фульватно-гуматным составом органического вещества (Сгк/Сфк 0,9–1,5), выносом легкорастворимых соединений, аккумуляцией карбонатов (CO_2 – 3,6–6,4%), оглеением, лессиважем, вероятно, приуроченном к ранней фазе педогенеза.

Сочетание интенсивного гумусообразования, умеренно развитого метаморфического оглинения, а также признаков лессиважа, иллювиирования гумуса, оглеения в нижней части профиля, свидетельствуют о наличии в педогенезе каменской палеопочвы ряда сходных черт, как с современными выщелоченными черноземами, так и с брюниземами. Можно предположить, что признаки лессиважа и слабого иллювиирования органического вещества, сохранившиеся в профиле каменской почвы, не синхронны формированию верхней части ее гумусового горизонта. Они отражают, по-видимому, более раннюю стадию развития этой полигенетической почвы и иные условия ее формирования.

На территории Камской лессовой провинции, **в разрезе Татарская Чишма** (55°30′с.ш., 50°40′в.д.), расположенном на водоразделе рек Тиганка и Татарская Чишма (рис.), в деформированном профиле каменской палеопочвы выделяются генетические горизонты: темно коричневато серый горизонт A1 с признаками потечности гумуса в его нижней части; светло коричневато бурый переходный горизонт AB с гумусированными пятнами, затеками, обилием кротовин; бурым иллювиальным горизонтом BCa с обилием карбонатов и следами активной зоогенной переработки, железомарганцевыми образованиями и пятнами оглеения в нижней части горизонта.

По аналитическим данным, повышенная гумусность наблюдается в средней и нижней частях горизонта A1 (Сорг 0,49–0,64%). В составе органического вещества содержание гуминовых кислот превышает количество фульвокислот (Сгк/Сфк 1,2–1,5). Ниже по профилю превалируют фульвокислоты (Сгк/Сфк 0,4–0,5). В гранулометрическом составе каменской почвы наблюдается относительно высокое содержание тонкодисперсных фракций. Минеральную составляющую палеопочвы характеризуют: повышенная карбонатность с иллювиальным максимумом, достаточно равномерное распределение по профилю оксидов железа, обогащенность поглощенным натрием нижних горизонтов. .

Отмеченные выше особенности позволяют предположить, что большое участие в формировании каменской почвы на территории Камской лессовой провинции имел дерновый процесс, активно развивался процесс миграции карбонатов, а в нижней части профиля – процессы оглеения и гидроморфной аккумуляции углекислых и легкорастворимых солей. Каменская почва в разрезе Татарская Чишма может быть определена как лугово-степная черноземовидная, оглиненная, возможно, солонцеватая почва. Развитие ее происходило под травянистыми ценозами лесостепи суббореального пояса на плоском слабо дренированном водоразделе. В раннюю фазу педогенеза, по-видимому, действовали процессы иллювиирования ила.

Суммируя все выше сказанное, можно заключить, что в постлихвинское межледниковье на территории бассейнов рек Днепра, Дона, Волги происходило формирование типов почв суббореального почвенно-климатического пояса, образующих сложный зональный спектр почв, с отличным от современного покрова положением границ почвенных зон. В почвенном покрове

ландшафтов древней лесной зоны доминировали текстурно-дифференцированные почвы – древние аналоги современных дерново-подзолистых, серых лесных почв; в лесостепных ландшафтах преобладали возможные аналоги современных серых лесных, бурых лесных лессивированных, черноземовидных почв луговых степей, выщелоченных черноземов; на границе лесостепи и степи были развиты почвы, близкие современным черноземам.

Литература

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография бассейнов Днепра, Дона, Средней Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука. 1989. С.-103–113.

Болиховская Н.С. Основные черты развития растительности и климата в плейстоцене // География, общество и окружающая среда.Ч. 3 Природная среда в плейстоцене. М.: изд. дом «Городец». 2004. С.561–582.

Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Корреляция лессово-почвенной формации и морских отложений северной Евразии (по результатам палинологического и ЭПР анализов)// Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 149–178.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д. и др. Основные черты строения лессово-почвенной формации. В кн.: Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. М.: ИГ РАН.1997. С. 5–25.

Глушанкова Н.И. Четвертичная стратиграфия и история развития бассейнов Средней Волги, Нижней Камы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998, том 6, № 2. С. 91–107.

Глушанкова Н.И. Строение, состав и условия формирования четвертичных отложений в бассейне Верхней Оки // Изв. РГО. 1999. Т. 131. Вып. 4. С. 30–42.

Глушанкова Н.И. Развитие почвенного покрова в плейстоцене. В кн.: Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Ч.3. Природная среда в плейстоцене. М.: изд. дом «Городец». 2004. С. 538–560.

Длусский К.Г. Среднеплейстоценовое почвообразование центра Восточно-Европейской равнины. Автореф. дис. канд. геогр. наук. М.: ИГ РАН. 2001. 24 с.

Маркова А.К. Плейстоценовые фауны млекопитающих Восточной Европы В кн.: Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Ч.3. Природная среда в плейстоцене. М.: изд. дом «Городец». 2004. С.583–598.

Разрезы ледниковых районов Центра Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.

Ударцев В.П., Цацкин А.И. Проблемы стратиграфии и корреляции среднего плейстоцена ледниковой и перигляциальной формации восточной половины Русской равнины // Четвертичный период. Палеогеография и литология. Кишинев, Штиинца, 1989. С. 193–200.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 70, 2010 г.

ШОЛМСКАЯ ПОГРЕБЕННАЯ ПОЧВА НА ФИНАЛЬНОПАЛЕОЛИТИЧЕСКОМ ПОСЕЛЕНИИ ШОЛМА-I (ПРИВОЛЖСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ, ЧУВАШСКОЕ ПЛАТО)

Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов, Н.С. Березина, А.Ю. Березин, А.А. Хисяметдинова, Д.А. Попов, И.М. Вагапов, А.Ю. Овчинников, А.Г. Кондрашин

История открытия и общая характеристика территории поселения

Поселение Шолма-I открыто А.Н. Березиной и А.Ю. Березиным при участии М.Ш. Галимовой в 2005 г. в Цивильском районе Чувашской республики. В процессе многолетних сборов кремневых артефактов на пашне первой надпойменной террасы реки Малый Цивиль в районе горы Шолма и в стенках небольшого карьера у подножия горы было обнаружено поселение с ненарушенным культурным слоем, содержащим изделия из кремня и фаунистические остатки in situ. Кремневые изделия, имеющие отчетливые признаки искусственной обработки, а также стратиграфическое положение культурного слоя в разрезе существенно ниже голоценовой почвы позволило предположить, что был открыт памятник в рамках каменного века. В июне 2007 г. экспедицией Чувашского гуманитарного НИИ и НИО «Terra Incoqnita» под руководством Н.С. Березиной и А.Ю. Березина были начаты раскопки. В работе также участвовали: специалист по позднему палеолиту Волго–Камского региона М.Ш. Галимова (Институт истории АН РТ) и геолог-геоморфолог А.А. Хисяметдинова, (ФГУ «Средволгаводхоз»). В июне 2009 г. в изучении поселения приняла участие экспедиция Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН под руководством В.М. Алифанова.

Обнаруженное позднепалеолитическое поселение Шолма-1 (55°53'00»N, 47°29'30»E) находится практически в центре Среднего Поволжья, в северо-восточной части Приволжской возвышенности, называемой Чувашским плато. Поселение представляет редкую для региона Среднего Поволжья и Прикамья возможность изучения комплексом естественнонаучных методов культурного слоя финального палеолита, насыщенного не только кремневыми артефактами, но и фаунистическими остатками. Уникальность этого памятника заключается также в том, что культурные горизонты находятся в покровных отложениях, содержащих погребенные почвы. Кроме того, имеются флювиальные аналоги субаэральных образований шолмского разреза, которыми являются первая (высотой 6 м) и вторая (высотой 12 м) надпойменные террасы рек Большой и Малый Цивиль. Аллювий первой террасы формировался в интервал от 12–13 до 7–8 тыс. лет назад, второй террасы – от 28–30 (35) до 12–13 тыс. лет назад. (Дедков, 1973; Бутаков, 1986; Бутаков, Глейзер, 1990).

Общая характеристика Чувашского плато. С конца XX столетия в России, впервые в мировой науке, появились материалы, касающиеся современного динамического состояния среды и новейшей (олигоцен-миоценовое и плиоцен-четвертичное время) активности тектонических структур. В частности для Среднего Поволжья и прилегающих территорий была составлена уточненная карта современного структурного плана (Макаров, 1999) (рис. 1).

Было показано, что в настоящее время Чувашское поднятие, в северной части которого расположено поселение Шолма-1, как раз на севере погружается в сторону широтно ориентированного Марийского прогиба и частично эродировано наступающей на юг р. Волгой. Кроме того, в отчетливо «штриховатом» рисунке эрозионного расчленения основной части Чувашского поднятия преобладают часто расположенные линеаменты субширотного простирания, лишь на северо-западе поднятия, вблизи устья р. Суры, приобретающие

Рис. 1. Карта новейшего структурного плана Среднего Поволжья и Прикамья [Макаров, 1999]

1 – Жадовская флексура Прикаспийской впадины; 2 – контуры поднятий; 3 – контуры относительных опусканий; 4 – обобщенный контур площадного распространения отложений акчагыльской трансгрессии Каспийского моря. Выделено Чувашское плато

северо-восточное направление [Юдахин, Щукин, Макаров, 2003]. Исследуемое поселение находится на стыке ареалов с разнонаправленными линеаментами, следовательно, с учетом общего погружения характеризуемой территории и указанного ниже факта положительного знака движения горы Шолма, на участке повышенного динамического состояния геологической среды.

Чувашское плато характеризуется сильно изрезанной овражной сетью. Наибольшее развитие оврагов наблюдается в северо-западной части плато. По мере удаления от Волги склоны обычно становятся более пологими, постепенно удлиняются, водоразделы расширяются.

Климат северной части территории Чувашского плато умеренно континентальный, с большими годовыми амплитудами средних месячных температур января и июля (в Чебоксарах около 30,5°) и очень большими амплитудами крайних температур (в Чебоксарах около 75°). Переход от

зимы к лету совершается быстрее, чем от лета к зиме, что также типично для континентального климата.

Атмосферных осадков на описываемой территории выпадает 500–625 мм. Большая часть осадков выпадает в летнее время года, причем осадки теплого сезона составляют более 55% их годовой суммы. Наименьшее количество осадков приходится на март (на севере) и февраль (на юге) месяцы. Мощность снегового покрова в Чебоксарах составляет 40— 50 см [Геология СССР, 1967].

Почвенный покров Чувашского плато представлен, в основном, серыми лесными почвами, развитыми под широколиственными (преимущественно дубовыми) и мелколиственными лесами с хорошо развитым травянистым покровом. Местами встречаются подзолистые и черноземные почвы. Распространение их контролируется рельефом и почвообразующими породами. На возвышенных водоразделах, особенно на их южных более расчлененных склонах, и на древнеаллювиальных песчаных отложениях развиты дерново-подзолистые почвы, а на северных склонах встречаются черноземы.

Начальный этап исследований был связан с раскопками разрушающейся части разреза поселения и прилегающих участков долины реки Цивиль; минералого-петрографическим изучением выходов кремневого сырья горы Шолма и артефактов; палеонтологическим изучением остатков млекопитающих из раскопа и местонахождений в окрестностях; анализом малакофауны, полученной путем промывки культурного слоя и погребенной почвы [Березина и др., 2006, 2007, 2009; Галимова, 2007; Хисяметдинова, 2007].

Близость стоянки к кремневому сырью обусловила высокую плотность находок в раскопе. Найдено всего около 10,5 предметов, из них 9,5 тысяч сколов – отходов от расщепления кремневых конкреций с целью получения пластин разного размера с помощью ударной техники скола. Среди выраженных орудий (60) присутствуют: концевые и округлые скребки (21), ретушные и угловые резцы (19), скребла с выпуклыми продольными краями (3), зубчато-выемчатые скобели (5). Индивидуальные формы: округлое скребло на фрагменте кварцитовой гальки, обломок бифаса, долотовидное бифасиальное орудие подквадратной формы, а также одно костяное изделие – обломок трубчатой кости с тремя параллельными прорезанными пазами, (вероятно, сломанная заготовка иглы). Примечательна серия из девяти симметричных трапеций низких пропорций с ретушью по бокам, выполненных на пластинах шириной 7–14 мм, на которых отмечены микроследы вкладышей метательного оружия.

Палеоэклогическая характеристика шолмской погребенной почвы

Геология и рельеф района поселения. Территория Цивильского района представляет собой обширную приподнятую равнину, изрезанную реками Большой Цивиль, Малый Цивиль, Унга, Аниш и их притоками. Рельеф осложнен хорошо выработанными долинами этих рек с надпойменными террасами (в низовьях Большого Цивиля их три). Долины главных рек Цивильского района пересекают его с севера на юг посередине. Перечисленные реки разделяют поверхность района на четыре водораздельных пространства.

Центральная часть района, на которой находится поселение Шолма-1, располагается на водоразделе рек Большой Цивиль и Малый Цивиль, представляет собой широковолнистую равнину с длинными пологими склонами, доходящими почти всегда до самых пойм рек Большого и Малого Цивилей, волнообразно повышающихся с севера на юг от абсолютных отметок 117 метров до 203 метров. Южные и юго-западные склоны большей частью покатые, местами обрывистые. Склоны северо-восточной и восточной экспозиции менее крутые и длинные. Поверхность сильно изрезана балками, долинами малых рек, впадающих в Большой и Малый Цивиль, оврагами. Густота овражно-балочной сети близка к средней по республике (0,45 км/км^2).

На большей части площади Цивильского района с поверхности вскрываются породы верхнего подъяруса татарского яруса верхнего отдела пермской системы. Они представлены пестроцветными аргиллитами, мергелями, алевролитами, табачного (оливкового) цвета песками и песчаниками, прослоями известняка и доломита. Покровные отложения с горизонтами почв – погребённой и современной (голоценовой), в геоморфологическом отношении образуют увалистую пологонаклонную аккумулятивную поверхность, которая, с одной стороны, сопряжена с поверхностью I надпойменной террасы р. Малый Цивиль, с другой – облекает денудационный останец, называемый горой Шолма.

Гора Шолма представляет собой часть ориентированной с севера на юг водораздельной гряды между реками Малый Цивиль и Большой Цивиль. «Шолма» в переводе с чувашского языка, имеющего древнетюркский корень, означает «привет», «брат», «мифический герой, исполин, громадина». И действительно, гора Шолма с относительными превышениями 50—60 м отчетливо возвышается над окружающей территорией. С её плоской макушки просматривается местность в радиусе 10–15 км (рис. 2).

Рис. 2. Вид на гору Шолма

Останец является новейшей морфоструктурной единицей с положительным знаком движения. Река Малый Цивиль в своем нижнем течении (в 1 км к северу от г. Цивильск) делает крутой коленообразный изгиб, сменяя северное направление на южное, а затем обогнув г. Шолму – вновь на северное. Шолмская морфоструктура была вовлечена в поперечное поднятие, подтверждающие повышенное динамическое состояние геологической среды.

Западный склон гряды погребен под мощной толщей лессовидных и покровных образований с пологонаклонной выровненной поверхностью. Восточный склон, благодаря подмыву р. Малый Цивиль, крутой (40–50°, местами до 70°), покрыт древесной растительностью. Юго-восточная оконечность гряды, находящаяся в непосредственной близости от поселения, прорезана балкой, которая, в свою очередь, расчленена глубокими промоинами. Здесь в естественных обнажениях вскрываются полого падающие к северу (7–10°) верхнепермские породы. Они представлены в нижней части светло-зелеными мергелями, известняками, доломитами с желваками, конкрециями и линзами кремней (казанский ярус), в верхней части – красно-малиновыми и светло-желтыми аргиллитами, песчаниками, алевролитами (красноцветы татарского яруса). У подножия склона шолмской гряды имеются свалы коллювия, образованного за счет выветривания и обрушения пород казанского яруса. В осыпи в больших количествах встречаются кремнистые конкреции и желваки. Борта промоин, расчленяющих основной шолмский массив, покрыты чехлом делювиально-коллювиальных отложений. Делювий и коллювий по пермским породам имеет ту же цветовую гамму, что и коренные выходы.

Непосредственное место раскопа поселения Шолма-1 приурочено к аккумулятивной двухступенчатой поверхности, с севера ограниченной коренным склоном, с востока и запада – неглубокими промоинами, с юга – стенкой небольшого карьера, в котором местные жители вынимают грунт для строительных целей.

Верхняя ступень двухступенчатой поверхности имеет наклонную на юг с уклоном в 10–12^0 поверхность, нижняя – близка к горизонтальной. Относительное превышение одной ступени над другой составляет 1,6–2 м. Промоины, получившие условное название «восточная» и «западная», характеризуются следующими параметрами: протяженность 10–11 м, глубина вреза 2–2,5 м, ори-

ентировка меридиональная по падению склона, расстояние между тальвегами 25 м.

Характеристика разреза 3-2009. Нижняя ступень двухступенчатой поверхности, абсолютная отметка 75 м, относительная высота площадки над урезом реки М. Цивиль 16 м. Разрез 3-2009 расположен на главной стенке археологического поселения Шолма-1, расположенной вдоль склона, поверхность которого сильно наклонена к югу (рис 3).

Ширина разреза 4 м, глубина 2,3 м. В разрезе на левом борту западной промоины вскрываются следующие горизонты:

- палево-бурый суглинок, мощностью (на участке отбора образцов) 50 см; в верней части этого суглинка сформирован современный чернозем, в нижней – гор. [$A1_1$] шолмской погребенной почвы (ПП) предположительно с верхним культурным слоем.

- красновато-бурый суглинок мощностью 20–40 см, почти исчезающий в южной части разреза. Красновато бурый суглинок почти полностью вошел в нижний гумусовый горизонт [$A1_2$] ПП, в котором, предположительно. находится нижний культурный слой; в почти неизменном виде суглинок сохранился отдельными участками в форме гор. [$A1_2C$]. Этот суглинок имеет максимальную мощность в северной части, здесь его верхняя граница приподнимается, в южной части разреза красновато-бурый суглинок выклинивается, фиксируя бывшую наклонную дневную поверхность; при описании разреза на поверхности ПП и внутри её встречены артефакты – орудие из кости длинной 25 и шириной 4 см, и несколько отщепов кремня;

- сложно построенная толща общего оливкового (табачного) цвета, верхняя часть которой (сизовато-палевая) проработана почвообразованием, связанным с формированием гор. [$A1_2$]. Толща состоит из следующих горизонтов:

- сизовато-табачно-палевая толща (верхняя часть оливковой толщи) лессовидных карбонатных суглинков мощностью 60 см, в нижней части которых наблюдаются скопления карбонатов и мелких осколков мергелистых пород. Эти суглинки затронуты почвообразованием, в описании ПП они выделены как горизонты [BD1], [BcaD2], [CD2tx];

- до дна разреза залегает белесовато-табачно-сизая и серовато-табачно-сизая толща рыхлых пород (нижняя часть оливковой толщи), тонкослоистая, с нечетко выраженными субгоризонтальными прослоями, не имеющая ясно выраженной делювиальной слоистости (в рядом расположенном разрезе серовато-сизая толща рыхлых пород отсутствует). Внизу на дне характеризуемого разреза появились отдельные камни, аналогичные камням из элюво-делювия плотных пород, вскрывающихся в рядом расположенном разрезе на значительно меньшей глубине и круто падающих вниз под углом 30–40°.

Морфологическая характеристика шолмской погребенной почвы (рис.4). В ПП присутствуют многочисленные трещинные деформации разных генераций и немногочисленные следы пластических деформаций. Трещинные деформации профиля ПП гетерохронны: часть из них формировалась во время нахождения ПП на бывшей дневной поверхности, часть – после погребения ПП. На этот факт указывают трещины, выполненные гумусированным суглинком, и трещины, заполненные перекрывающим ПП палево-бурыми и красновато-бурыми суглинками.

За счет крупных трещин, заполненных красновато-бурыми и гумусированными суглинками, верхняя граница гумусового горизонта ПП

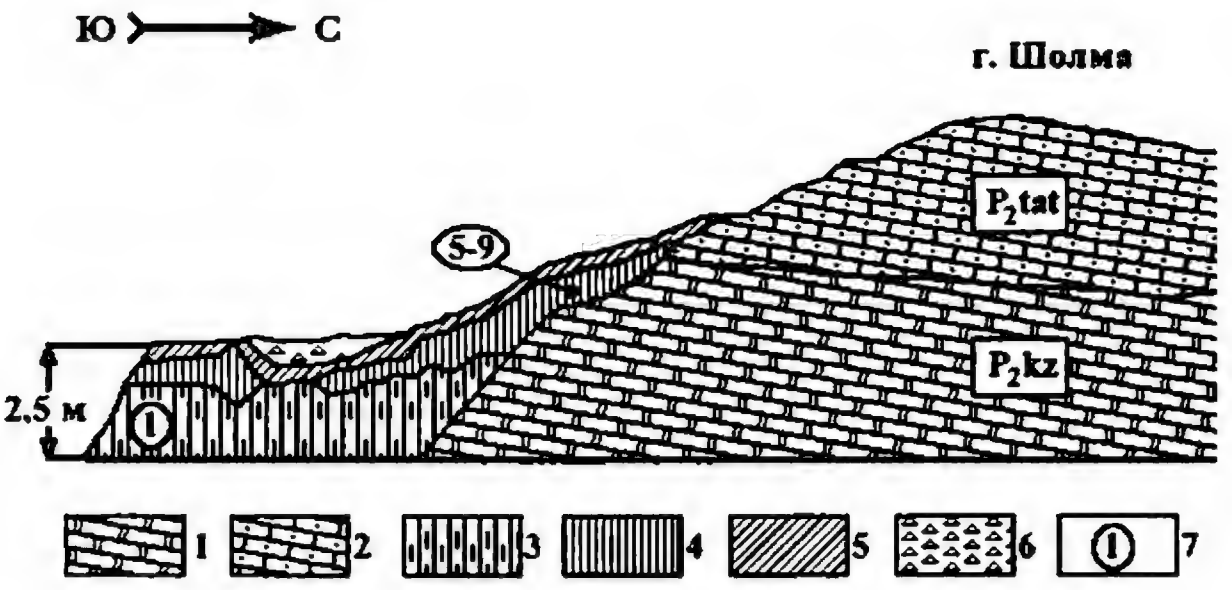


Рис. 3. Схема строения правого борта восточной кромки горы Шолма (не в масштабе)

1 – доломиты, мергели, известняки казанского яруса, 2 – переслаивание аргиллитов, песчаников, алевритов татарского яруса, 3 – оливковый лессовидный суглинок, 4 – палево-бурый и красновато-бурый суглинок, 5 – голоценовая почва, 6 – заполнение экскаваторной выемки (почва, щебень супесь)

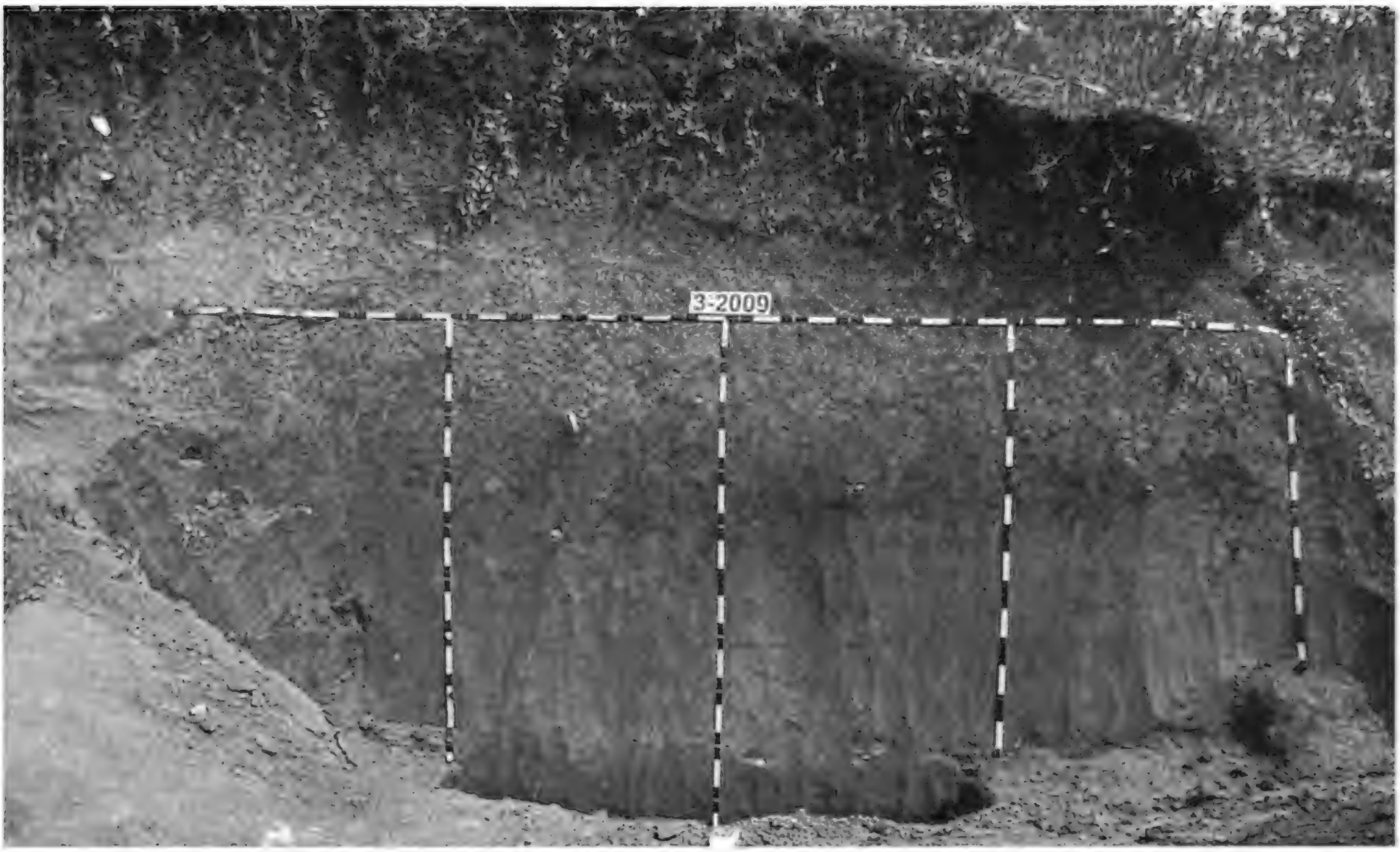


Рис. 4. Шолмская погребенная почва, разрез 3-2009

приобрела неровную волнообразную форму с длиной волн 80–100 см. Эти крупные трещины шириной от 7–8 см в верхней части, уходят вниз на всю мощность ПП до глубины 1,5 1,8 м от верхней границы горизонта и имеют уклон. Их нижняя часть сдвинута по отношению к верхней на север на 15см.

Гумусовая часть ПП в северной части разреза приопущена, то есть бывшая дневная поверхность, на которой сформирован гумусовый горизонт, слегка наклонена в сторону, противоположную современному склону. Гумусовая часть ПП неоднородна по мощности: максимальна (до 50 см) в центре разреза, минимальна (до 25 см) на юге и средняя (до 35 см) на севере. Гумусовая часть ПП неоднородна по цвету: по центру и на юге она имеет цвет серый и темно-серый, а на севере – светло-серый. Гумусовая часть ПП разбита на много частей трещинами, клиньями, языками, заполненными серым, палево-бурым и красновато-бурым материалом. Её северная часть резко приподнята (закручена) вверх под углом 30–40° на высоту примерно 25 см, фиксируя бывший склон к микрозападине, в которой находятся культурные слои.

Гумусовая часть профиля ПП состоит из 2-х горизонтов: верхнего [$A1_1$] и нижнего [$A1_2$]. В южной части разреза гор. [$A1_1$] выклинивается. Подгумусовая часть профиля ПП (сумма горизонтов B и C) сформирована на другом наносе – сизовато-табачно-палевых лессовидных карбонатных суглинках, также состоящих из нескольких, незначительно различающихся, слоев.

[$A1_1$] Максимальная мощность 30 см в северной части разреза, в южной части разреза отсутствует. Буровато-палево-серый, свежий, тяжелосуглинистый опесчаненый, структура комковато-призмовидная неотчётливая, средне- и крупнопористый, стенки пор инкрустированы черной коллоидной плёнкой, поблескивают отмытые зерна кварца, вскипает от HCl, по тонким порам едва заметный карбонатный псевдомицелий. Верхняя часть гор. [$A1_1$] разбита многочисленными мелкими трещинами, шириной не более 1 см, а также более редкими и более крупными трещинами шириной 3–5–7 см, выполненными перекрывающим палево-бурым суглинком. Более крупные трещины часто опускаются ниже гумусовой части профиля. На верхней границе горизонта имеются включения обломков известняка, обнаружено несколько артефактов (по верхней границе и внутри.). Нижняя граница гор. [$A1_1$] довольно ровная, материал горизонта без изменения залегает на нижележащем горизонте, повторяя его форму; переход заметный по изменению цвета. По-видимому, этот горизонт может

рассматриваться как верхний культурный слой.

[A1$_1$] *Мощность 35–40см. Темно-серый с проступающим красновато-бурым оттенком (что предполагает формирование горизонтов [A1$_1$] и [A1$_2$] на разных почвообразующих породах), свежий, тяжелосуглинистый, но легче вышележащего, структура неясная, мелкопористый, стенки небольшого количества средних пор инкрустированы темно-серой коллоидной плёнкой, стенки крупных пор – карбонатным псевдомицелием и темно-серой маслянистой коллоидной плёнкой, много точечных примазок черного цвета (размазанные при зачистке темно-серые коллоидные пленки стенок пор). Внутри толщи горизонта и иногда под ним имеются пятна красновато-бурого цвета, эти пятна выполнены материалом, на котором сформирован гор. [A1$_2$], и который в результате солифлюкционных деформаций оказался разорванным и растащенным; то есть эти пятна являются остатками когда-то нормального гор. [A1$_2$C]. Нижняя граница трещиноватая, трещины разной генерации и разного заполнения. Заполненные гумусированным материалом трещины имеют как резкие границы, так и замытые, в форме клиновидных гумусовых пятен. Например, такое клиновидное пятно на горизонтальной отметке 2,20 м уходит вниз по профилю на глубину 60 см, пятно сформировалось по двум трещинам, сдвоенным внизу. Материал около сдвоенной трещины опесчанен, стенки трещины покрыты гумусовой коллоидной пленкой. В горизонте встречаются кремневые орудия и отщепы, обломки известняка. Граница очень неровная, кармановидная, трещиноватая, более молодые трещины, выходящие из перекрывающего ПП палево-бурого суглинка, имеют в толщину 2–4 см, вложены в более старые трещины, выполненные гумусированным материалом горизонта или красновато-бурым суглинком почвообразующего материала, и отчетливо выделяются на их фоне; к наиболее старым трещинам, выполненным красновато-бурым суглинком, приурочены понижения «волн» реликтового полигонального микрорельефа, эти наиболее старые трещины могут уходить вниз по профилю на 1,5 м. Переход заметен по резкому изменению цвета. По-видимому, этот горизонт может рассматриваться как нижний культурный слой.*

[BD1] *Средняя мощность горизонта 25 см, максимальная (60 см) – в центре разреза. В верхней части горизонта палево-буровато-светло-серый, в нижней части сероватый оттенок исчезает; в верхней части горизонта присутствует большое количество гумусированного глинистого материала в грубых порах; свежий, среднесуглинистый с заметным содержанием тонкого песка, бесструктурный, рыхлее вышележащего, преимущественно тонкопористый, но много средних пор, стенки пор инкрустированы темно-серой коллоидной пленкой, поверх которой часто располагается карбонатная пленка. Переход заметен по появлению большого количества карбонатного псевдомицелия. Нижняя граница неровная, её маркируют появившиеся субгоризонтальные тонкие трещины красновато-бурого цвета, коленообразно соединяющиеся с субвертикальными тонкими трещинами, выходящими из вышележащего горизонта и выполненными красновато-бурым суглинком (то есть, нижняя граница горизонта фиксирует уровень многолетней мерзлоты во время формирования ПП), и по наличию закруглений окончаний более крупных трещин, также выходящих из вышележащего горизонта.*

[BcaD2] *Мощность горизонта 35 см. Буровато-палево-оливковый, свежий, среднесуглинистый, количество тонкого песка уменьшается, бесструктурный, редко среднепористый, много крупных пор, стенки пор инкрустированы тонкой составной пленкой (внизу коллоидная, вверху карбонатная), рыхлый, слабо пластичный и слабо вязкий, в горизонте встречаются грубые поры с темно-серой коллоидной пленкой, не размазывающихся при зачистке. Материал горизонта скрыто-слоистый, чередуются прослои очень светло-серого оттенка и также едва выделяемого белесого (в южной части стенки слоистость более заметна), мощностью прослоев 1–2 мм, расстояние между ними 5–6 см, прослои расположены почти строго горизонтально. Переход заметен по слабой смене цвета, граница маркируется появлением включений из мелких обломков пермских мергелей.*

[CD2tx] *Мощность горизонта 30 см. Аналогичен вышележащему, кроме появляющейся отчетливо выраженной тиксотропности, появления карбонатного псевдомицелия, резкого уменьшения количества пор с гумусовой коллоидной пленкой. Переход ясный по изменению цвета и появлению отчетливой субгоризонтальной слоистости.*

[D3] *Мощность горизонта 25 см. Светло-оливково–сероватый, свежий, тяжелосуглинистый, заметна тонкая опесчаненость, грубо пористый, представляет собой чередование прослоев более мощных (1 см) и более темных (с примесью серого), чем в вышележащем горизонте, с белесыми прослоями толщиной 1 мм. В более темных и мощных прослоях есть скрытые субвертикальные трещины, маркируемые коллоидной пленкой цвета горизонта.*

[D4] *Мощность горизонта 20 см. Материал состоит из чередующихся слоев оливкового и красно-бурого с малиновым оттенком цвета.*

[D5] Видимая мощность горизонта 20 см (дно). Горизонт составлен из обломка плотной карбонатной породы, размерами от 10x10x10 см до 50x50x50 см.

Аналитическая характеристика шолмской погребенной почвы (рис. 5 и 6). По гранулометрическому составу ПП весьма неоднородна. Гумусовая толща представлена тяжелым суглинком, причем верхний горизонт [$A1_1$] близок к легкой глине, подгумусовая часть профиля имеет среднесуглинистый гранулометрический состав. Характерной особенностью распределения фракций гранулометрического состава является их послойное распределение в описанной почвенной толще: практически каждый выделенный генетический горизонт имеет заметное изменение содержания одной из фракций. Например, сразу под гумусовой толщей и гор. [BD1] исчезает фракция среднего песка или в гор. [BcaD2] резко увеличивается содержание фракции крупной пыли.

Максимальные количества органического вещества приходятся на гор.[$A1_1$] и [$A1_2$] (глубины 20–80 см), где его значения достигают 0,5–0,6 %. С увеличением глубины происходит снижение содержания органического вещества, однако его заметное для погребенных почв присутствие (0,3–0,2 %) отмечается по всему почвенному профилю – до глубины 180 см, включая гор. [CD2tx].

Максимальное содержание CO_2 карбонатов приходится на верхний подгоризонт гумусового горизонта [$A1_1$] и составляет 6,6 %. Своих минимальных значений (2,8 %) CO_2 карбонатов достигает в нижнем подгоризонте гумусового горизонта [$A1_2$] и подстилающем его гор [BD1], на глубине 50–90 см. Ниже, в гор. [BcaD2], содержание CO_2 карбонатов вновь увеличивается до 5,3 %. Еще ниже распределение содержания CO_2 карбонатов остается примерно постоянно высоким, в пределах 4–5 %. и меняется не более чем на 1,7 %. Некоторое увеличение содержания CO_2 карбонатов отмечается в самом нижнем слое, что, видимо, объясняется литологической сменой подстилающих пород.

Значения pH водного по всей глубине профиля разреза 3-2009 практически не меняются и составляют 8,4–8,5 единиц (щелочная среда).

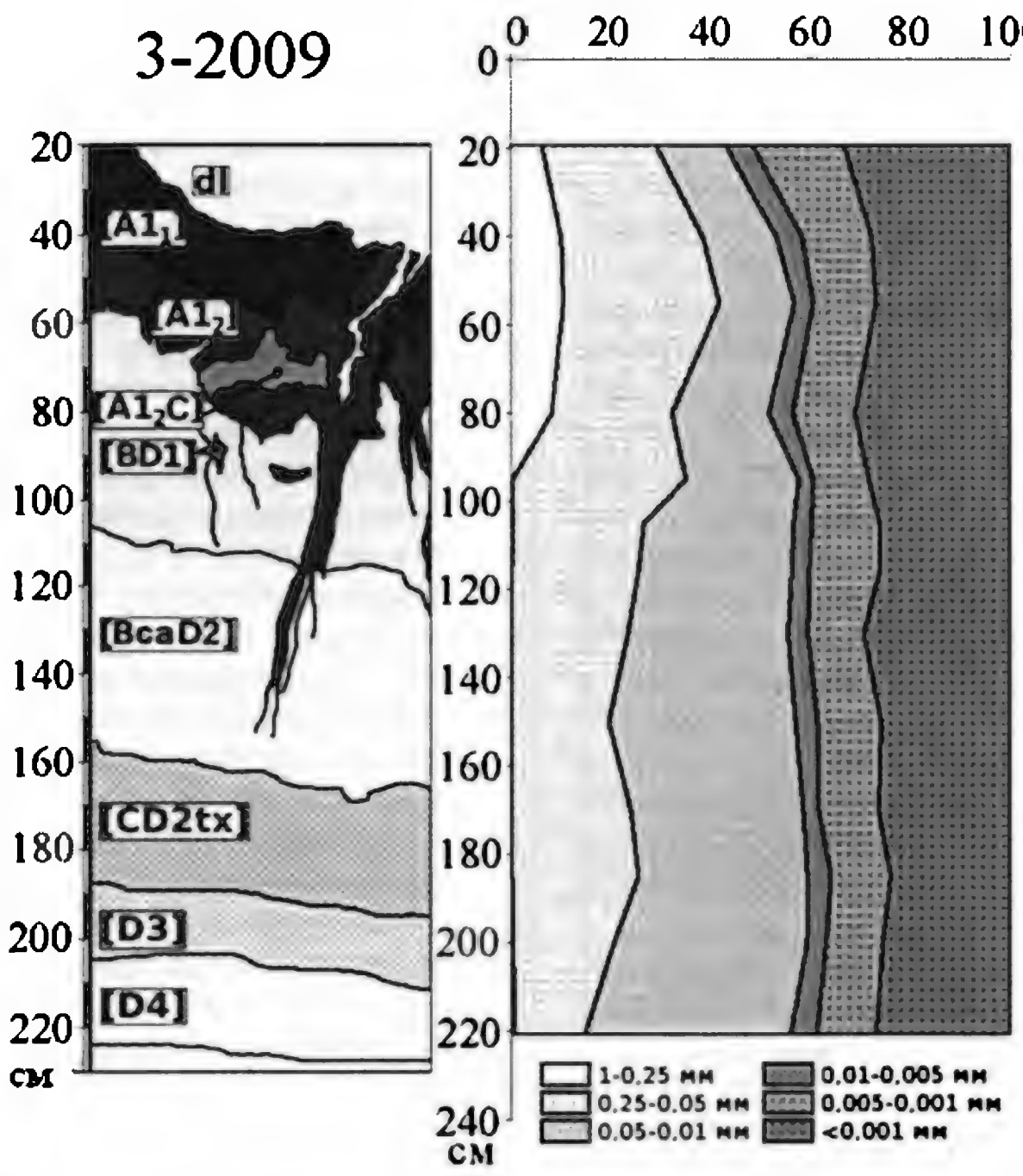


Рис. 5. Распределение фракций гранулометрического состава по профилю шолмской погребенной почвы, разрез 3-2009

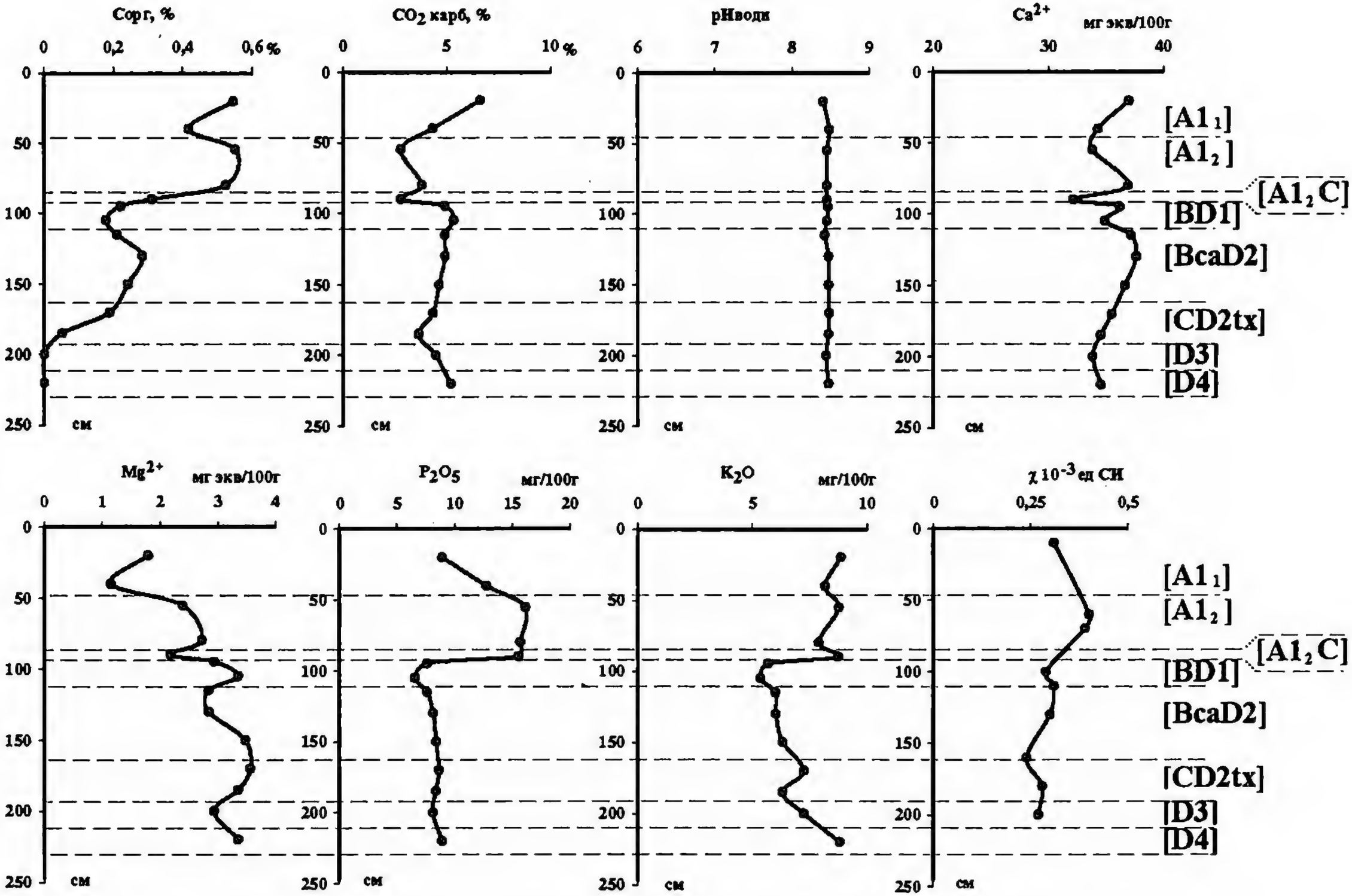


Рис. 6. Некоторые физико-химические характеристики шолмской погребенной почвы, разрез 3-2009.

Распределение содержания поглощенного Ca^{2+} неравномерно, наблюдаются три основных пика с его максимальным содержанием – на глубинах 20 (гор. [$A1_1$]), 80 (гор. [$A1_2$] и 130 см (гор. [$BcaD_2$]), где значение поглощенного Ca^{2+} достигает 37 мг-экв/100 г почвы. В верхней части нижнего подгоризонта гумусового горизонта (гор. [$A1_2$], глубина 50–60 см), а также в его почвообразующей породе (гор [CD2tx]) содержание поглощенного Ca^{2+} достигает минимального значения во всем профиле – 32,2–33,8 мг-экв/100 г почвы. В средней части карбонатного горизонта на глубине 100–110 см также наблюдается некоторое снижение содержания поглощенного Ca^{2+}, здесь его значения составляют 34,9 мг-экв/100 г почвы. Исходя из морфологически явной многочленности почвообразующих пород, сформированных в условиях повышенного динамического состояния геологической среды, мы не рассматриваем распределение содержания поглощенного Ca^{2+} формально и не связываем неравномерное его распределение его по профилю напрашивающимся развитием процессов выноса из гумусовой части ПП и аккумуляции в толще иллювиальных горизонтов, объясняя его литологической неоднородностью.

Распределение содержания поглощенного Mg^{2+} характеризуется постепенным, но неравномерным увеличением вниз по профилю, колебания изменений составляют около 1,5 мг-экв/100 г почвы между двумя соседними точками отбора образцов. В целом в верхней части ПП наблюдаются минимальные значения (1,15 мг-экв/100 г почвы) содержания поглощенного Mg^{2+}, в средней части профиля на глубине 110–120 см происходит увеличение его содержания (до 3,35 мг-экв/100 г почвы). На глубине 150 см и ниже значения содержания поглощенного Mg^{2+} достигают своих максимальных величин в профиле разреза 3-2009 (около 3,5 мг-экв/100 г почвы).

Содержание обменных Na^+ и K^+ весьма мало (около 0,1 и 0,3 мг-экв/100 г почвы), так что говорить о характере их распределения по профилю затруднительно.

Распределение подвижного фосфора имеет аккумулятивный характер, причем накапливается этот оксид в нижнем подгоризонте гумусового горизонта [$A1_2$] ПП (на глубине 50–85 см), где его содержание достигает 16 мг/100 г почвы. Далее, с увеличением глубины, в гор. [BcaD2] (на глубине 115 см), происходит резкое снижение содержания P_2O_5 до 7 мг/100 г почвы. Ниже значения содержания подвижного фосфора остаются практически неизменным, незначительно увеличиваясь лишь глубже 2 м. Повышенное содержание подвижного фосфора в горизонте [$A1_2$] может свидетельствовать как о лучшей выраженностью дернового процесса здесь, так и о лучшей выраженности нижнего культурного слоя по сравнению с верхним.

В распределении содержания подвижного K_2O отмечается повышенное его содержание в гумусовых горизонтах ПП (8,7–8,8 мг/100г почвы). В средней части профиля содержание подвижного K_2O снижается до 6,3 – 7 мг/100г почвы, далее книзу заметно некоторое увеличение его содержания до 8,8 мг/100 г.

Изменения магнитной восприимчивости (χ) по профилю малы. В целом можно говорить о незначительном увеличении ее значений (примерно до 0,3–0,4 $x10^{-3}$ ед. СИ) в верхнем гумусовом горизонте [$A1_1$] и иллювиальной толще и небольшом уменьшении величины (до 0,24 $x10^{-3}$ ед. СИ) при переходе от иллювиального горизонта к почвообразующей породе.

Таким образом, морфологические и аналитические показатели толщи, на которой сформировалась шолмская ПП, свидетельствуют о сложности строения почвообразующей породы и подстилаемых отложений, состоящих из нескольких литогенных слоев, и о сложном строении самой почвы. По заметному изменению морфологических особенностей, изменению содержания отдельных гранулометрических фракций и отдельных физико-химических показателей выделяются следующие литологические слои: слой, на котором сформирован верхний подгоризонт гумусового горизонта [$A1_1$] (0–50 см); слой, на котором сформирован нижний подгоризонт гумусового горизонта [$A1_2$] (50–90 см); слой, на котором сформирован горизонт [BD1]; слой, на котором сформированы гор [BcaD2] и [CD2tx] (90–195 см); слой [D3] (195–215 см); слой [D4] (215–230 см). Профиль самой ПП может считаться гетерохронным и состоящим из двух почв – верхней, представленной гор. [$A1_1$], и нижней представленной полным профилем: горизонтами [$A1_2$], [$A1_2C$], [BD1], [BcaD2], [CD2tx].

Криогенные признаки шолмской погребенной почвы. В профиле шолмской ПП присутствуют криогенные признаки: многочисленные трещинные деформации разных генераций и следы пластических, скорее всего, солифлюкционных, деформаций. Трещинные деформации профиля ПП гетерохронны: часть из них формировалась во время нахождения сложной ПП на бывшей дневной поверхности, часть – после погребения ПП. На этот факт указывают трещины, выполненные гумусированным суглинком, трещины, заполненные перекрывающим ПП палево-бурыми суглинками и трещины, выполненные красновато-бурым материалом гор. [BD1].

Верхняя часть гор. [$A1_1$] разбита многочисленными мелкими трещинами, шириной не более 1 см, расположенными через 15–20 см и выполненными перекрывающим палево-бурым суглинком.

Эти мелкие и тонкие трещины обычно не выходят за пределы гор. [$A1_1$], их генезис, вероятнее всего, связан с процессами иссушения в летние периоды оттаявшего надмерзлотно-переувлажненного материала горизонта. В этом горизонте имеются и другие, более редкие и более крупные трещины шириной 3–5–7см, выполненные также перекрывающим палево-бурым суглинком. Эти более крупные трещины приурочены к самым крупным трещинам нижележащего горизонта, расположены в их центре и вместе с ними часто опускаются ниже гумусовой части профиля.

Верхняя часть гор. [$A1_2$] имеет неровную волнообразную форму с длиной волн 80–100 см. Такую форму горизонту придали крупные трещины шириной от 7–8 см в верхней части, начинающиеся с поверхности горизонта, уходящие вниз на всю мощность ПП (до глубины 1,5 1,8 м от верхней границы горизонта) и имеющие уклон, обратный уклону гумусового горизонта. То есть, нижние части этих крупных трещин сдвинуты по отношению к верхним на север на 15см. Заполнение крупных трещин сложное: основной материал заполнения представлен красновато-бурым суглинком. В этот суглинок по центру трещин вложен гумусированный материал гор. [$A1_2$]. В гумусированный материал по центру вложен палево-бурый материал. Мы объясняем такое строение крупных трещин следующим образом.

Формирование крупных трещин первой стадии совпало с накоплением красновато-бурых суглинков. Накопление этих суглинков завершилось формированием на их поверхности выпуклых морозобойно-трещинных полигонов размерами около 1 м в поперечнике. Морозобойные трещины первой стадии оказались заполненными красновато-бурым материалом исходной породы. О том, что полигоны формировались в условиях многолетнемерзлых пород свидетельствуют объемные контуры полигонов, очерченные тонкими вертикальными трещинками, выходящими из крупных трещин, попарно соединенными извилистыми горизонтальными трещинками, выполненными тем же красновато-бурым материалом, фиксирующими глубину или залегания мерзлоты, или смену литологии (или и то, и другое одновременно). В почвенном профиле эти трещинки, выполненные красновато-бурым материалом, маркируют нижнюю границу гор. [BD1]. Выпуклые морозобойно-трещинные полигоны размерами около 1 м в поперечнике в настоящее время формируются в современных мерзлотных тундровых ландшафтах в регионах с холодным малоконтинентальным климатом и разреженным растительным покровом.

Формирование крупных трещин второй стадии совпало с формированием на красновато-бурых суглинках криоморфной почвы с отчетливо выраженным гумусовым горизонтом [$A1_2$]. Весь период формирования этой криоморфной почвы или какая-то из завершающих стадий формирования почвы также сопровождались морозобойным трещинообразованием. Наши наблюдения (Гугалинская, Алифанов, 1979; Гугалинская и др., 1988; Алифанов, 1995) в области развития многолетнемерзлых показывают, что, как правило, каждая последующая стадия криогенного трещинообразования наследует предыдущую морозобойную сеть. О том, что ПП во время формирования крупных трещин второй стадии подвергалась процессам промерзания-оттаивания свидетельствуют многочисленные разорванные горизонтальные прослои, выполненные материалом гумусового горизонта [$A1_2$] и расположенные ниже его. Поэтому мы предполагаем, что морозобойные трещины времени формирования почвы с гор [$A1_2$] развивались по более древним морозобойным трещинам, выполненным красновато-бурым суглинком, и заполнялись материалом гумусового гор. [$A1_2$].

Формирование крупных трещин третьей стадии совпало с завершающим периодом формирования гор. [$A1_1$] и началом накопления перекрывающих шолмскую ПП палево-бурых суглинков. Эти суглинки, погребая сформированную ПП, сохранили ее микрорельеф и заполнили вновь открывшиеся двухслойные морозобойные трещины. Таким образом, по нашему мнению, формирование крупных трехслойных трещин было растянутым во времени и протекало стадийно.

Закончилось формирование шолмской ПП стадией солифлюкционного сползания ее верней части вниз по склону, противоположному залеганию ПП (то есть, по направлению, соответствующему современному склону). Это означает, что солифлюкционная стадия имела место после того, как ПП оказалась погребенной, а накопление нового материала сменило направление нового склона.

Заключение

Поселение Шолма-1 расположено в северной части Приволжской возвышенности на Чувашском плато, на левом берегу реки Малый Цивиль, у города Цивильск (Республика Чувашия). Гора Шолма, у южного склона которой находится поселение, представляет собой денудационный останец, сложенный верхнепермскими породами, перекрытыми покровными лессовидными отложениями.

Уникальность этого памятника заключается в том, что он представляет редкую для региона Среднего Поволжья и Прикамья возможность изучения культурного слоя финального палеолита, насыщен-

ного не только кремневыми артефактами, но и фаунистическими остатками, а также в том, что культурные горизонты находятся в покровных лессовидных суглинках, содержащих погребенные почвы.

Геологическое строение Среднего Поволжья весьма сложное. Здесь выделяют нисходящую «лестницу» из восьми волжских надпойменных террас эоплейстоценового и плейстоценового возраста, сформированных в условиях общего поднятия (Юдахин, Щукин, Макаров, 2003). Террасы, в свою очередь, также имеют сложное геологическое строение, состоят из нескольких наложенных друг на друга разновозрастных аллювиальных свит, а аллювиальные осадки имеют большое литологическое сходство, что затрудняет определение их возраста, при этом погребенные почвы, имеющиеся в террасовых разрезах, практически не изучены. Имеющиеся материалы о криоморфизме самой «теплой» из позднеплейстоценовых почв (микулинской) свидетельствует о широком развитии процессов криогенеза на Чувашском плато в этот период времени (Лаврушин, 1963, 1964).

В голоцене северная часть Чувашского поднятия, в северной части которого расположено поселение Шолма-1, погружается в сторону широтно ориентированного Марийского прогиба и частично эродировано наступающей на юг р. Волгой. Кроме того, находясь на стыке ареалов с разнонаправленными линеаментами субширотного и северо-восточного простирания, в условиях общего погружения характеризуемой территории и одновременно восходящего движения денудационного останца, называемого горой Шолма, являющегося новейшей морфоструктурной единицей с положительным знаком движения, территория поселения развивалась на участке повышенного динамического состояния геологической среды.

Центральная часть района с поселением Шолма-1 располагается на водоразделе рек Большой и Малый Цивили, представляет собой широковолнистую равнину с длинными пологими склонами, доходящими почти всегда до самых пойм рек Большого и Малого Цивилей, волнообразно повышаясь с севера на юг до 188–203 метров.

Криоморфная погребенная почва с двумя культурными слоями приурочена к небольшой западине, сформированной, вероятно, над понижением в рельефе, заполненном слоистым лессовидным суглинком общего оливкового (табачного) цвета. Предполагается сознательный выбор западины обитателями стоянки для организации жилого пространства.

Наши исследования показывают, что рассматриваемое поселение включает два культурных слоя. Нижний культурный слой связан с нижним гумусовым горизонтом [$A1_2$], верхний – с верхним гумусовым горизонтом [$A1_1$],. Таким образом, эти два гумусовых горизонта образовались в разное время на разном (каждый на своем) наносе. Данное предположение вытекает из факта трехслойного строения материала, заполняющего криогенные трещины: сначала был отложен красно-бурый материал, подвергшийся морозному трещинообразованию; затем этот материал был проработан почвообразованием и на нем сформировался гумусовый горизонт [$A1_2$] с нижним культурным слоем, который также подвергся морозному трещинообразованию. Затем гор. [$A1_2$] был перекрыт новым материалом, вероятно, палево-буроватого цвета, на котором был сформирован сначала верхний гумусовый горизонт [$A1_1$], а уже в нем – верхний культурный слой. Верхний культурный слой был перекрыт палево-бурым суглинком, на котором сформировался современный чернозем.

Подгумусовая часть нижней почвы с гумусовым горизонтом [$A1_2$] сформировалась на слоистом лессовидном суглинке. Затем эта сложная палеокриоморфная погребенная почва мощностью около 1 м оказалась перекрытой новым маломощным наносом, который снова был проработан дерновым процессом с образованием криоморфного гор. [$A1_1$], в котором, в свою очередь, был сформирован верхний культурный слой. В верхнем культурном слое выявлены дополнительные свидетельства его криодислокаций – кольцевые структуры с пустотами в центре, а также вертикальное расположение кремней.

Накопление материала для гумусовых горизонтов (палево-бурых и красновато-бурых опесчаненых суглинков) происходило, как свидетельствуют криогенные признаки, в перигляциальных условиях, причем, верхний палево-бурый суглинок откладывался в более холодной обстановке с резкими перепадами температур.

Изучение фауны моллюсков из погребенной почвы показало присутствие одного вида – Vallonia costata (Mull.), обитающего во влажных местах, в подстилке лиственного леса. О более теплых условиях формирования погребенной почвы свидетельствуют результаты изучения фауны, зафиксировавшие более 150 костей лошади, кость зайца и зуб насекомоядного. Предполагаем, что погребенная почва сформировалась в один-два последних относительно теплых периодов позднеледниковья.

О формировании шолмской погребенной почвы в течение двух межстадиалов свидетельствуют почвенные характеристики. Нижняя погребенная почва, венчающаяся гумусовым горизонтом [$A1_2$], имеет достаточно мощный и сложный профиль, в котором происходило перемещение органического вещества (некриогенного происхождения пятна, окрашенные иллювиированными в них гумусовыми соединениями, хорошо выделяемые

каппаметрией). Значит, во время формирования почвы мерзлота находилась ниже ее профиля (вероятно, на уровне верхней границы гор. [CD2tx]), а достаточно гумидный климат позволял подвижным соединениям гумуса мигрировать вниз по профилю. Вероятно, нижняя погребенная почва может быть сопоставлена с современными тундровыми почвами Европейского Севера России.

Верхняя погребенная почва, у которой образовался (или сохранился?) только гор. [$A1_1$], формировалась на новом, весьма маломощном наносе. Условия почвообразования были более суровыми: отчетливо сформировался только гумусовый горизонт [$A1_1$], зато присутствуют дополнительные свидетельства криодислокаций верхнего культурного слоя – кольцевые в плане структуры («медальоны») с пустотами в центре и концентрацией находок по краям, а также вертикальное («на ребре») либо наклонное расположение кремней. Каменные кольца на поверхности в настоящее время характеры для арктических островов Северо-Востока России с суровыми мерзлотно-климатическими условиями. Но, судя по наличию достаточно мощного дернового горизонта, криодислокации верхнего культурного слоя возникли уже после завершения формирования верхней погребенной почвы, о чем дополнительно свидетельствуют материалы изучения зубов лошади.

Анализ зубов шолмской лошади показал монотипность коллекции, отражающей характерные признаки внутри одной популяции. В строении нижних зубов проявляются четкие отличия как от широкопалой донской, так и от уральской лошади. По особенностям строения зубов шолмская лошадь имеет значительное сходство с раннеплейстоценовой мосбахской лошадью и дожившей до наших дней лошадью Пржевальского. Пропорции и размеры конечностей шолмской лошади оказались ближе всего к размерам сравнительно тонких и длинных конечностей мосбахской лошади, обитавшей в лесостепях юга Европы в достаточно мягком климате, а не к широкопалым лошадям, адаптированным к жизни в перигляциальных условиях с вязкими мягкими грунтами. По двум костям из раскопа 2007 г. в Киевской радиоуглеродной лаборатории получены даты: 8160 ± 120 лет назад (Ki-15155) и 9200 ± 200 лет назад (Ki-15156).

Данные палеонтологии, реконструирующие сравнительно теплые (межстадиальные) условия формирования культурных слоев, в сочетании с характерным обликом вкладышевого кремневого оружия дают основания предполагать бытование поселения Шолма-1 в периоды относительных потеплений позднеледниковья. Результаты наших исследований в центре Восточно-Европейской равнины (Гугалинская, Алифанов, 2002, 2005, 2006) позволяют предположить, что наиболее вероятным временем формирования сложной палеокриоморфной нижней погребенной почвы мощностью около 1 м и маломощной палеокриоморфной верхней дерновой почвы (гор. [$A1_1$]) могут быть бёллинг и аллерёд (13–11 тыс. лет назад), разделенные небольшим похолоданием среднего дриаса (временем накопления материала, на котором сформировалась почва аллерёда). Перекрывающий всю шолмскую погребенную почву палево-бурый суглинок, вероятно, отложился в позднем дриасе (11–10,3 тыс. лет назад). В этом случае представляется не случайным сходство каменной индустрии, типологии трапеций и основного объекта охоты – лошади поселения Шолма-1 с финальнопалеолитическими стоянками, бытовавшими в это время в лесостепях юго-востока Украины, где в финальном палеолите – раннем мезолите лошадь была важным, а иногда и единственным объектом охоты. Кроме того, культурный слой на Среднем Дону с трапециями в каменном инвентаре, отнесенный к аллерёду, также как и на Шолме, оказался рассечен сетью морозобойных трещин уже после бытования стоянки. Все это позволяет считать приведенные даты поселения Шолма-1 омоложенными.

Облик каменной индустрии поселения Шолма-1 (стоянки-мастерской и временной охотничьей стоянки) сформировался под влиянием, в первую очередь, природных факторов (близость сырья, впадина под защитой горы, обзор местности, речные перекаты – место брода и водопоя лошадей).

Приволжская возвышенность с сильно расчлененным рельефом могла быть тем регионом, где происходило сложение культур позднего палеолита – раннего мезолита, например, усть-камской культуры, которая входила в обширную область финальнопалеолитических культур с трапециями востока и юга Русской равнины. При отсутствии в комплексах этих культур надежных данных для абсолютного датирования поселение Шолма-1 может стать опорным памятником, изучение которого с применением современных методов первобытной археологии, геологии, палеогеографии и палеопочвоведения поможет понять проблему происхождения и взаимодействия разных культурных традиций позднего плейстоцена – раннего голоцена значительной части Восточной Европы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 08-04-00331, 11-04-01083), Программы Президиума РАН (№15), Программы «Развитие научного потенциала высшей школы», код 1109.

Литература

Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пущино: ОНТИ ПНЦ, 1995, 318 с.

Березина Н.С., Березин А.Ю., Галимова М.Ш. Палеолитическая стоянка-мастерская Шолма I (предварительное сообщение) // Историко-археологические исследования Поволжья и Урала. Казань, 2006.С. 54–62.

Березина Н.С., Березин А.Ю., Галимова М.Ш. Предварительные итоги изучения каменного инвентаря стоянки Новая деревня на р. Цивиль // Влияние природной среды на развитие древних сообществ (IV Халиковские чтения). Материалы научной конференции посвященной 50-летию Марийской археологической экспедиции. Йошкар-Ола, 2007. С. 62–70.

Березина Н.С., Березин А.Ю., Галимова М.Ш., Хисяметдинова А.А. Опыт комплексного изучения верхнепалеолитической стоянки Шолма-I в Среднем Поволжье: материальная культура и среда обитания // Сб. науч. Тр. «Роль естественно-научных методов в археологических исследованиях». Барнаул: изд-во: Алтайского университета, 2009. С. 253–256.

Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань, 1986. 143 с.

Бутаков Г.П., Глейзер И.В. Ритмичность лессово–почвенных образований и последовательность событий в цикле перигляциал–межледниковье на востоке Русской равнины. // Международный симпозиум «Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона» (тезисы доклада). Якутск, 1990. С. 35–37.

Галимова М.Ш. Реконструктивные возможности технологического и трасологического подходов к изучению кремневых индустрий (на примерах из первобытной археологии Волго-Камья) // Вестник антропологии. Вып.15. Ч.I. М., 2007. С. 137–143.

Геология СССР. Том XI. Поволжье и Прикамье. Часть 1. Геологическое описание. Коллектив авторов. Глав. ред. ак. Сидоренко А.В. М.: Недра, 1967 г., 871 с.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Морфогенетический анализ профиля как основа реконструкции условии почвообразования (на примере мерзлотных почв Нерчинской котловины) // Почвоведение № 6, 1979. М., Наука, С. 5–20.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Современные проблемы сохранения почв как незаменимого компонента биосферы и устойчивого развития общества // Почвоведение. 2002. № 10. С. 1274–1277.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Позднеплейстоценовый морфолитогенез голоценовых почв центра Восточно-Европейской равнины // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2005. № 66. М.: ГЕОС. С. 33–41.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Особенности почвообразования в ледниковое (поздневалдайское) время в центре Восточно-Европейской равнины. Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв /[отв. ред. В.Н. Кудеяров]; Ин-т физ. – хим. и биол. проблем почвоведения РАН. – М.: Наука, 2006. С. 71–78.

Гугалинская Л.А., Кудрявцева Н.Н., Фоминых Л.А. История почвообразования Халарчинской тундры в голоцене // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. Тезисы международного симпозиума. Т. 2. Владивосток, 1988. С. 30–31.

Дедков А.П. О структурообразующей роли кайнозойских тектонических движениях северной части Приволжской возвышенности // Структурно-геоморфологическое изучение нефтегазоносных земель. М.: Изд-во МГУ, 1973. С.107–118.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перегляциальных областей материковых оледенений. Изд-во АН СССР. 1963. 256 с.

Лаврушин Ю.А. Соотношение морских и континентальных отложений в районе села Спасское и Приволжье на Средней Волге. Бюлл. комис. по изучению четвертичного периода, № 29. 1964. С.102–114.

Макаров В.И. Об активных разломах и их рельефообразующей роли на Русской платформе // Геоморфология. 1999. № 3. С. 39–41.

Хисяметдинова А.А. Новая интерпретация стратиграфической схемы антропогеновых отложений Востока Русской равнины Г.П. Бутакова.// Развитие рельефа равнин: геоморфологические и геоэкологические проблемы. Казань, 2007. С. 142–150.

Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 70, 2010 г.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ВОЗРАСТ СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ В РАЙОНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. СУХОНА (ВОЛОГОДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Д.С. Зыков

Как известно, в осадочном чехле Восточно-Европейской (ВЕП) и некоторых других платформ локально распространены деформации и их ансамбли, которые по своей значительной интенсивности не соответствуют общепринятому взгляду на платформы, как на участки земной коры со сравнительно слабой тектонической активностью. Эти дислокации имеются только в областях покровного оледенения и они неоднократно изучались в разных районах ВЕП [Левков, 1980; Лаврушин, Чугунный, 1982 и др.]. Существует два основных взгляда на их происхождение: гляциотектонический, согласно которому дислокации связаны преимущественно воздействием четвертичных ледников [Левков, 1980; Лаврушин, Чугунный, 1982 и др.], и тектонический, согласно которому дислокации возникают за счет локальных интенсивных проявлений тектоники платформ [Голубев, 1970; Крапивнер, 1986 и др.].

Исследования, направленные на решение проблемы происхождения дислокаций, а также выявления характера влияния гляциотектонического и неотектонического факторов на структурообразование в геологических толщах были проведены нами в среднем течении р. Сухона (Вологодская область), где интересующие нас объекты широко представлены. На интервале между населенными пунктами Игмас и Брусенец расположена компактная группа дислокаций, исследованию которых и посвящена эта статья (рис. 1, 2). Полевые работы проводились совместно с С.Ю Колодяжным.

Основные особенности геолого-геоморфологического строения

Основные особенности геолого-геоморфологического строения исследуемой территории изложены в ряде публикаций [Государственная.., 1965; Государственная..., 1989; Лавров, Потапенко, 2005 и др.]. В районе исследования развиты породы пермского и четвертичного возрастов, которые обнажаются в основном по берегам р. Сухоны и ее притоков. Пермские отложения представлены северодвинской свитой татарского яруса (верхний отдел системы) и сложены пестроцветной (преимущественно красноцветной) толщей переслаивания плотных глин, аргиллитов, алевролитов и мергелей с отдельными прослоями известняков и песчаников. Видимая мощность этих пород в обнажениях составляет более десяти метров, по данным бурения более ста метров.

Пермские отложения залегают в основном горизонтально или слабо моноклинально, с очень пологим падением к юго-западу.

Коренные породы нарушены многочисленными системами преимущественно субвертикальных, сравнительно прямолинейных, реже слабоизогнутых трещин, которые образуют сеть с ячейками примерно 5–20 см. В тех местах, где плотность трещин невелика, обычно количественно преобладают трещины северо-восточного и северо-западного простираний.

Четвертичные отложения залегают на размытой поверхности коренных пород пермского возраста. Представлены они в основном ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями московского и позднеплейстоценовых оледенений, а также современными отложениями, связанными, в основном, с деятельностью реки Сухона, и ее притоков.

В районе выделяется морена московского оледенения, которая по материалам бурения перекрывает значительную часть водоразделов и обнажается в обрывах рек. Представлена морена в основном коричневато-серыми плотными неслоистыми

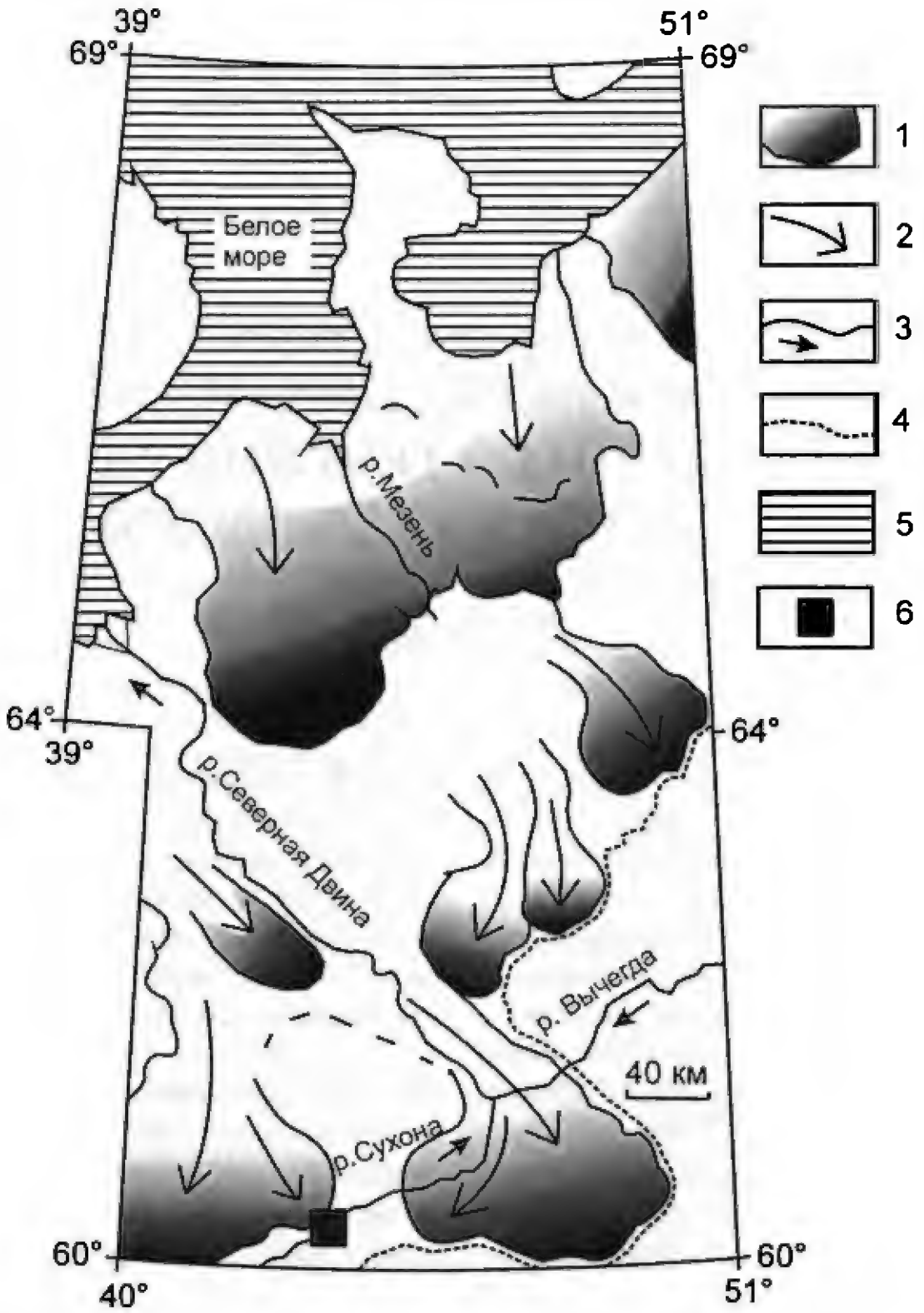


Рис. 1. Расположение ледниковых языков и серджей на стадии дегляциации последнего оледенения в северных районах ВЕП (по [Лавров, Потапенко, 2005] с упрощениями и дополнениями) и район исследований на р. Сухона

1 – ледниковые языки и серджи; 2 – направление движения ледниковых языков (в интерпретации автора); 3 – реки и направление течения; 4 – граница последнего оледенения; 5 – морские акватории; 6 – место детальных работ

суглинками, с включениями из щебня, гальки и валунов, в составе которых значительная роль принадлежит кристаллическим породам фундамента Балтийского щита [Государственная..., 1989].

Территория исследования была полностью перекрыта ледником этого возраста, его край располагался далеко к юго-востоку [Почвенно-геологические..., 1984].

Ледниковый покров последнего оледенения также пересек низовья современной р. Сухона, однако, непосредственно в районе исследований на юго-восточном междуречье, его краевая зона располагается примерно в 50 км от ее современного русла [Лавров, Потапенко, 2005]. Детальные геолого-геоморфологические исследования показали, что ледник в целом двигался с северо-запада на юго-восток (рис. 1) [Лавров, Потапенко, 2005].

Морена этого оледенения изучена в основном на северо-западном междуречье р. Сухоны, где она представлена преимущественно валунными суглинками.

В долине р. Сухона, в обнажениях в уступах террас, обнажается толща песков желтовато-серых, преимущественно мелко-среднезернистых, полимиктовых, имеющих горизонтальную или косую слоистость. Местами в песках содержаться прослои галечников, гравия или глин. Залегают пески на моренных суглинках, или непосредственно на размытой поверхности коренных отложений. Их видимая мощность в берегах р. Сухона достигает более десяти метров, по материа-

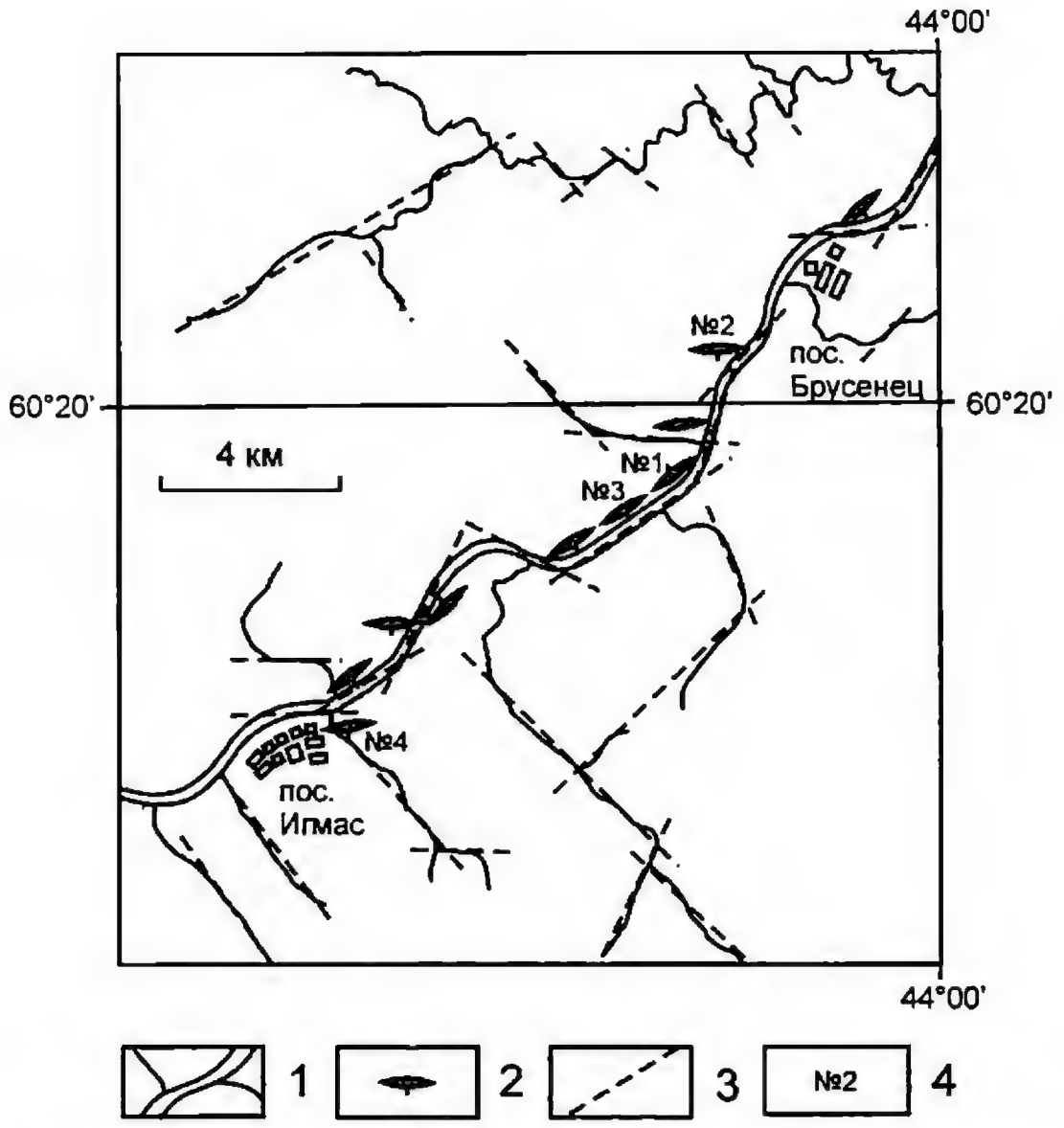


Рис. 2. Расположение складчатых структур между пос. Игмас и Брусенец в среднем течение р. Сухона

1 – русло р. Сухона и ее притоки; 2 – основные складчатые структуры (показаны в увеличенном масштабе, бергштрих направлен в сторону наклона осевой плоскости складки; 3 – структурные линеаменты, выявляемые по дешифрированию спрямленных участков гидросети и отвечающие трещиноватости в коренных породах пермского возраста; 4 – номера складок согласно последовательности описания в тексте

лам бурения на водоразделах – более двух–трех десятков метров.

Песчаные толщи имеют полигенетическое происхождение. Отчасти они являются флювиогляциальными и отражают появление водных потоков на заключительных стадиях развития ледника или при начале дегляциации, местами образовывались в подпрудных ледниковых озерах. Большая часть песчаных толщ, залегающих в основании разреза четвертичных отложений на коренных породах, относится ко времени отступания Московского ледника. Пески, отложившиеся после деградировавшего последнего ледникового покрова, в основном подстилаются сравнительно мощными толщами моренных накоплений разного возраста.

Таким образом, основные геоморфологические особенности территории определяются процессами, связанными с ледниковыми событиями, а также аллювиальными процессами р. Сухона и ее притоков.

Долина реки Сухона сравнительно широкая, шириной от сотен метров до первых километров, с пологими бортами, на участке исследования врезана в коренные отложения. В ее строении выделяются низкая и высокая поймы (высоты, соответственно, около 1,5 и 5 м) первая и вторая надпойменные террасы, (высоты, соответственно, около 8 и 12 м).

Необходимо отметить, что русло р. Сухона весьма своеобразно. Оно состоит из многочисленных спрямленных участков, простирания которых совпадают с простиранием систем трещин в коренных породах. Подобная закономерность характерна и для рисунка притоков.

За пределами долины распространен холмисто-аккумулятивный рельеф основной донной морены валдайского оледенения и флювиогляциальных отложений.

Территория исследования расположена примерно над осевой частью Московской синеклизы, в основании которой, в кристаллическом фундаменте расположен Среднерусский авлакоген, имеющий северо-восточное простирание. Днище его по геофизическим данным имеет сложное блоковое строение [Чамов, 2005]. Осадочный чехол синеклизы в этих местах сложен в основном комплексом палеозойских отложений и достигает, по данным бурения, мощности первых километров.

Для верхних горизонтов чехла над авлакогеном установлено наличие антиклинальной структуры, которая получила название Рыбинско-Сухонского мегавала. Анализ изогипс кровли казанского горизонта пермских отложений показывает, что в пределах этого мегавала наблюдается повышенная, по сравнению с окружающими территориями, степень деформированности пород чехла, который образует пологие валы [Государственная..., 1989].

Фактический материал

Локальные складчатые структуры, осложняющие пермские отложения в обрывах р. Сухона, впервые подробно описаны еще в прошлом веке [Государственная.., 1989]. Было сделано заключение об их тектоническом происхождении и связи с разломами, ограничивающими авлакоген. В последнее время, в процессе совместных с автором полевых работ, их изучение провел С.Ю. Колодяжный. На основании дешифрирования космических снимков и топографических карт, им, в долине р. Сухона и на прилегающих территориях, была выделена крупная, сложно построенная левосдвиговая зона, оперяемая многочисленными сопряженными структурами – надвиговыми, сдвиговыми и сбросовыми. Результаты дешифрирования, по его данным, нашли полное подтверждение при проведенных структурно-кинематических исследований структурных парагенезов в коренных породах. Складчатые структуры, по его мнению, также входят в эти парагенезы и являются следствием тектонической подвижности, которая носит характер горизонтальных плито-потоков в породах чехла [Колодяжный, 2010].

Имеющиеся в нашем распоряжении наблюдения позволяют дополнить полученные ранее данные, уточнить возраст образования складчатых структур и выдвинуть альтернативную концепцию их происхождения.

В исследуемом районе нами была изучена группа складок, расположение которых показано на рисунке 2. Большая часть их обнажена в крутых обрывах реки, отдельные выявляются по деформациям слоев в пляжах, сложенных коренными отложениями. В целом, о складках можно сказать следующее. Судя по изученным фрагментам разных складок это преимущественно линейные или брахиморфные антиклинальные структуры, размеры большей части которых, в длину достигают метров и десятков метров, при видимой ширине в основном в несколько метров или (реже), более 10 метров. Видимая в обнажениях высота их составляет первые метры и, иногда, около 10 метров. В строении складок участвуют как плотные красноцветные глины, так и мергелистые прослои. Большинство структур ассиметричны. Одно крыло обычно круче другого, причем иногда наблюдаются опрокинутые складки, с изогнутой осевой плоскостью и обратными падениями слоев на подвернутом крыле. Такие складки могут быть сжаты в замке почти до изоклинальных. На ряду с этим, наблюдаются и почти симметричные структуры, с незначительной степенью сжатия и пологими залеганиями пород на крыльях, достигающих примерно 5–20°. Антиклинали обычно расположены локально и только иногда сопровождаются сопряженными синклиналями. В основном их разделяют участки ненарушенного залегания коренных пород, протягивающиеся на десятки метров или километры.

По всей видимости, основной отличительной особенностью изученных структур является их бескорневой характер, что наблюдается везде, где обнажается та часть разреза, которая находится под складкой. В этих случаях видно, что непосредственно под деформированными слоями нижележащие слои залегают горизонтально. Анализ пространственного расположения дислокаций показывает, что их оси простираются в двух основных направлениях: в северо-восточном, параллельном направлению долины р. Сухона и, реже, в субширотном. У большинства ассиметричных складок осевая плоскость наклонена к северо-западу, однако, реже, встречаются и обратные соотношения (см. рис. 2).

По своему строению все исследованные деформации подразделяются на два типа: включающие как коренные, так и четвертичные породы, и сложенные только коренными породами.

Рассмотрим более подробно некоторые примеры складок. В качестве первых приведем деформации, включающие кроме коренных пород ледниковый и водно-ледниковый материал.

Примерно в 1 км к северо-востоку от села Дор-Сухонский, ниже по течению р. Сухона, в ее левом обрывистом берегу, в обнажении высотой в 3–5 метров высотой, на протяжении около 50 метров наблюдается разрез, который позволяет уточнить характер развития встречаемых дислокации и их возраст (рис. 3).

Обнажение состоит из двух фрагментов – юго-западного и северо-восточного, которые разделены оврагом. Юго-западный фрагмент является наиболее крупным и сложно устроенным. Здесь, в нижней части обнажения, над осыпью, наблюдаются слои красноватых глин и аргиллитов пермской системы, залегающих субгоризонтально на протяжении всего обнажения, за исключением его северо-восточного края. В этом месте аргиллиты образуют антиклинальную складку, в ядре которой хорошо различимы слои беловато-серых мер-

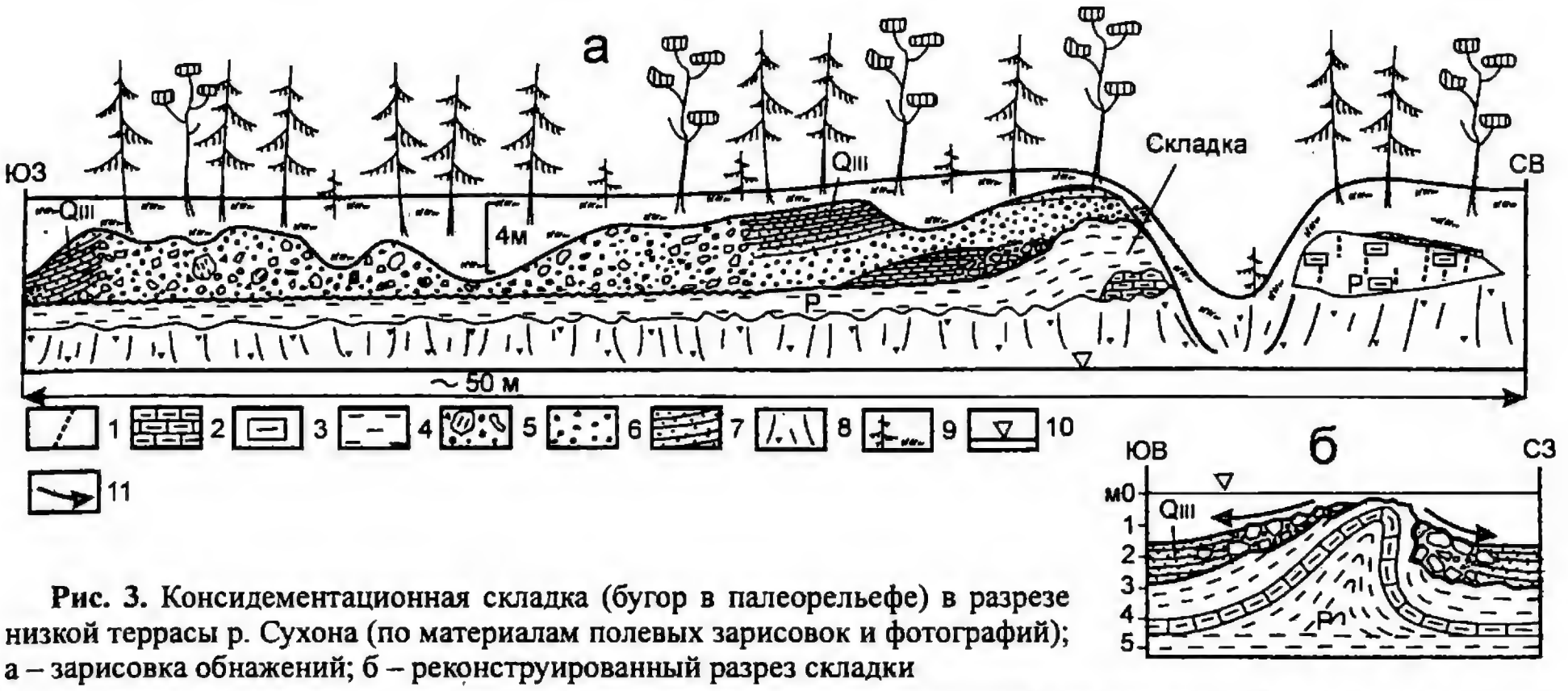


Рис. 3. Конседиментационная складка (бугор в палеорельефе) в разрезе низкой террасы р. Сухона (по материалам полевых зарисовок и фотографий); а – зарисовка обнажений; б – реконструированный разрез складки

1 – борозды скольжения на поверхности субвертикально расположенных слоев пермских мергелей на крутом крыле антиклинальной складки; породы пермского возраста: 2 – мергели на разрезе; 3 – мергели, слагающие крутопадающее в сторону наблюдателя крыло антиклинальной складки; 4 – красноцветные аргиллиты и плотные глины; отложения эпохи дегляциации: 5 – брекчии; 6 – галечники; 7 – пески косослоистые и горизонтально-слоистые; 8 – современные осыпи в основании террасы; 9 – растительность; 10 – уровень реки Сухона; 11 – направление движения погребенных обвалов

гелей, которые падают к юго-востоку под углом около 40°, образуя пологое крыло складки с осью, простирающейся в северо-восточном направлении. Кровля алевролитов несет небольшие неровности, однако повторяет имеющуюся структуру. На протяжении большей части обнажения она почти горизонтальна, и только в районе складки поднимается вверх на более чем 2 метра и почти повторяет форму складки, образуя выступ-бугор погребенного палеорельефа. Северо-восточное крыло этого выступа срезается оврагом, а над юго-западным крылом располагаются слабосцементированные обломочные породы, которые относятся к четвертичной системе. Распределение их хорошо видно на рисунке (см. рис. 3,а).

В строении толщи отчетливо наблюдается два шлейфа обломочных отложений (брекчий), которые внедряются в косослоистые и параллельно волнистые пески и галечники, на большом протяжении перекрывающие размытую кровлю пермских пород. Шлейф меньшего размера имеет длину около 3 метров, сужается к верхней части палеобугра и расширяется в сторону от него. Состоит он из обломков местных мергелей и аргиллитов и небольших валунов кристаллических пород из морены. Размеры их лежат в интервале 1–30 см в диаметре. Отдельные его обломки проникают во вмещающие пески, что говорит об их одновременном накоплении.

Второй шлейф расположен немного в стороне от палеобугра и также наклонен от него. Видимая длина его в обнажении более 25 м, мощность более 4 м. Шлейф сложен неслоистой несортированной брекчией, включающей обломки от мелкого щебня до более 1 м в диаметре. В составе преобладают местные мергели и плотные глины, изредка встречаются валуны из морены. На границе брекчии и песчаной толщи происходит аномальное задирание слоистости последней. Отдельные обломки из брекчии также проникают во вмещающие пески.

Северо-восточный фрагмент обнажения расположен за оврагом (см. рис. 3,а). В этом месте наблюдаются коренные породы, представленные зеленовато-серыми мергелями, которые залегают субвертикально с простиранием 30–40°. На поверхностях слоистости мергелей наблюдаются зеркала скольжения, субвертикальные борозды взбросового типа и милониты. Неровности обнажения позволяют рассмотреть структуру в разрезе. Видно, что слои мергелей катаклазированы и будинированы и в целом образуют сигмоидальный изгиб. Судя по его форме, в этом месте обнажается подвернутое крыло антиклинальной складки, видимо, той же самой, что наблюдается рядом, на юго-западном фрагменте обнажения в палеобугре. Сопоставление фрагментов структуры позволяет предположительно реконструировать складку в целом (рис. 3,б).

Весь описанный комплекс пород и структур срезается сверху ровной поверхностью террасы р. Сухона на высоте примерно 7–8 м.

Еще одна складка подобного строения расположена ниже по течению р. Сухона примерно

в 4 км юго-западнее с. Брусенец. Здесь, в левом берегу р. Сухона, в верхней части 7–8 м террасы, в обнажении наблюдаются сопряженные антиклинальная и синклинальная складки (рис. 4). Их общая видимая протяженность около 3 м, высота немногим более 1 м. Сложены структуры красноцветными глинами, включающими прослои светло-серых мергелей. Антиклинальная складка обнажена наиболее полно. Из-за плохой сохранности пород простирание ее оси можно установить только приблизительно. Оно, видимо, является субширотным, с отклонением к северо-западу. Север-северо-восточное крыло складки пологое, юго-юго-западное – крутое. Это крыло сорвано серией взбросов, по которым антиклиналь надвинута на сопряженную ей синклинальную структуру. В ядре антиклинальной складки отчетливо наблюдается вал общего серого цвета, сложенный валунно-щебнистым материалом морены. Валуны представлены кристаллическими породами. Взбросы, секущие складку, проникают в этот вал. Необходимо отметить, что алевролиты и мергели, слагающие структуру, выглядят совсем не так, как в прочих коренных обнажениях. Здесь они на месте превращены в крошево, поэтому все границы между слоями имеют расплывчатый характер, также как и контакт с мореной.

Примерно в 1 м юго-западнее вала с валунами слоистая толща алевролитов подстилается песчаными отложениями, аналогичными изученным в предыдущем случае.

Выше и ниже по течению р. Сухона наблюдаются многочисленные обнажения, где в нижней части обнажаются субгоризонтально залегающие пермские породы, перекрытые сверху горизонтально-слоистыми и косослоистыми четвертичными песками.

Другой тип деформаций, встречающийся наиболее часто, представлен складками, сложенными только коренными породами.

В левом берегу р. Сухона, непосредственно под заброшенным населенным пунктом (деревней) Дор-Сухонский, в крутом обрыве цокольной террасы (высота цоколя примерно 10 м), сложенной коренными пермскими породами, наблюдается одна из наиболее типичных и, одновременно, эффектно проявленных за счет чередования красных глин и белых мергелей наклоненных складчатых структур (рис. 5). Косой срез структуры в обрывах берега, который виден на фотографии, несколько искажает ее реальные формы, однако детальные исследования в обнажении показывают, что ось ее простирается в северо-восточном направлении, северо-западное крыло пологое (20–30°), а юго-восточное, обращенное к реке, сравнительно крутое, причем слои местами образуют подворот с обратным падением. Складка наблюдается на высоту примерно 4–6м и имеет видимую протяженность в разрезе около 20–30 м. Структура подстилается субгоризонтально залегающими слоями мергелей, которые обнажаются на пляже под осыпью. Поверхность террасы над складкой не деформирована.

На северо-восточном окончании с. Игмас у переправы через р. Сухона расположена еще одна складчатая структура. Здесь, в небольшой расчистке у дороги в толще аргиллитов и мергелей пермского возраста наблюдается сравнительно небольшая антиклинальная складка (рис. 6). Ось складки

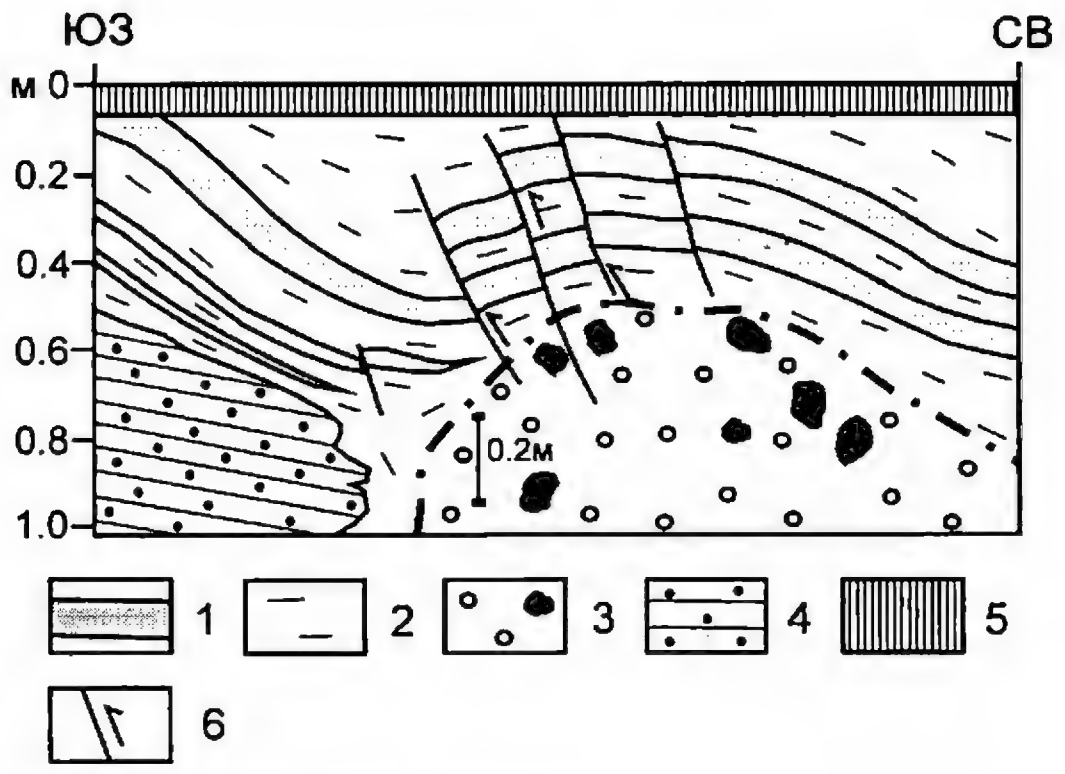


Рис. 4. Складчатая структура юго-западнее с. Брусенец

Породы пермского возраста: 1 – мергели; 2 – красноцветные глины; 3 – морена; 4 – наклоннослоистые пески; 5 – современная почва; 6 – микровзбросы

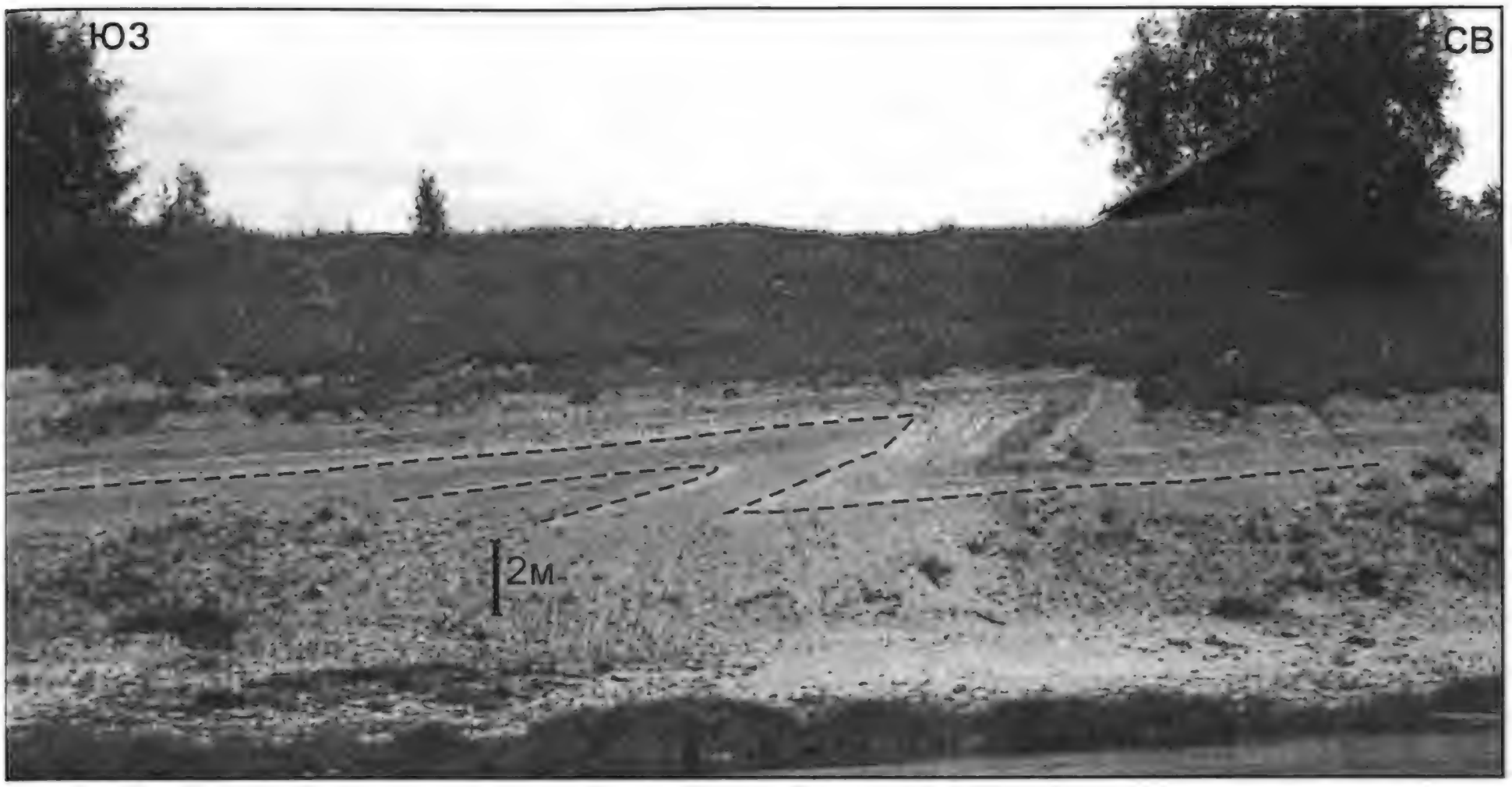


Рис. 5. Складка в обрыве террасы у села Дор-Сухонский

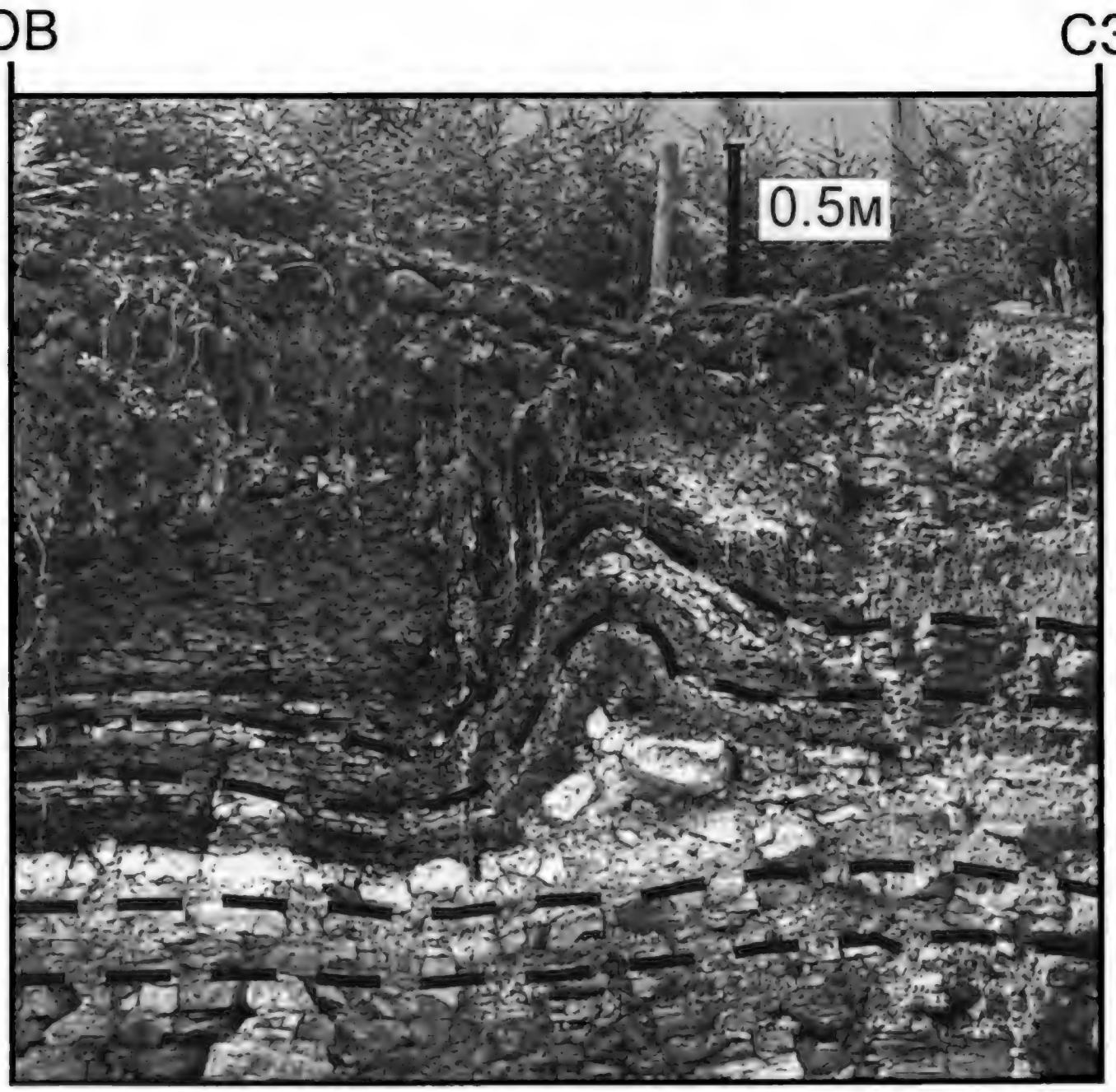


Рис. 6. Складка у северо-восточного окончания пос. Игмас

простирается субширотно, слои в южном крыле падают под углом около 70°, в северном менее 45°. Высота и ширина складки имеют видимые размеры около полутора метров. Структура интересна тем, что за счет поперечного среза в обнажении позволяет хорошо проследить переход от деформированных пород к подстилающим их недеформированным. На рисунке видно, что в подошве складчатой структуры, сложенной красноцветными аргиллитами, располагается светлый прослой мергелистых пород, ниже которого слоистая толща аргиллитов залегает почти горизонтально на видимую глубину до основания обнажения более полутора метров. Можно отметить, что кровля слоя мергелей по обе стороны от складки залегает на разной высоте, а также то, что в ядре антиклинали прослой мергелей образует скучивание брекчии из собственных обломков (см. рис. 6). Непосредственно над скучиванием ядро складки приобретает вид симметричной изоклинальной структуры, которая выше по разрезу становится ассиметричной, причем переход осуществляется с некоторым выполаживанием крыльев. Структура в целом имеет и слабо выраженное продолжение и в подстилающих аргиллитах – их слоистость как бы «чувствует» поведение кровли светлого прослоя мергелей (см. рис. 6) и немного опускается в том месте, где этот прослой расположен ниже всего, т.е. подошва складки имеет наклонный характер. Складчатая структура в своей верхней части срезается недеформированной поверхностью низкой террасы р. Сухона.

Обсуждение результатов

Анализ и сопоставление особенностей рассмотренных выше складчатых дислокаций позволяет уточнить возраст этих структур и обосновать их происхождение.

В первом случае в обнажении наблюдается неровная поверхность коренных пород, перекрытая низами песчаной толщи, относящейся ко времени начала таяния ледника. Хорошо видно, что поверхность коренного ложа образует погребенный бугор, который в разрезе структурно является бескорневой опрокинутой антиклинальной складкой. От верхней части бугра в сторону отходят шлейфы брекчий, деформирующие пески, на которые ложатся (аномальные наклоны слоистости в районе контакта с брекчией) и отдельными обломками внедряющихся в слоистые и косослоистые пески песчаной толщи, что свидетельствует о размыве брекчии потоками (см. рис. 3). Такой разрез позволяет рассматривать складку, как растущую консидементационно с отложением песчаной толщи. В состав брекчий входят не только обломки пермских пород, слагающих складку, но также и валунчики из морены, что является важным индикатором гляциодислокаций.

Строение и состав разреза позволяет определить возраст образования погребенной структуры. Поскольку палеобугор консидементационно внедряется в низы песчаной флювиогляциальной толщи и в состав брекчий входят валуны из морены, то можно констатировать, что это происходило на завершающих этапах оледенения, или в самом начале дегляциации. Палеогеографическая обстановка в это время обычно характеризуется распадом еще подвижного ледника на отдельные блоки и языки и появлением водных потоков, которые размывают их, проникают в грунт и переувлажняют глинистые горные породы под ледниками, делая их более пластичными [Левков, 1980]. Это время также характеризуется периодическими активизациями ледника и селективными перемещениями отдельных ледниковых языков [Лавров, Потапенко, 2005]. В условиях переувлажнения горных пород, давление массивов льда и его горизонтальные подвижки могут приводить к деформации подстилающего субстрата под ледниковым телом и у его края.

В литературе широко известны случаи образования складок в переувлажненных коренных породах при выдавливании их из-под окраины ледниковых массивов [Лаврушин, Чугунный, 1982]. Этот процесс возможен в основном при латеральном и, отчасти, при вертикальном давлении ледника на субстрат. Имеющаяся в обнажении складка вполне может быть объяснена как образовавшаяся в результате воздействия ледника на завершающих стадиях его развития и во время начала дегляциации. К сожалению, изученные обнажения не удается однозначно привязать к имеющимся картам четвертичных отложений за счет их малой детальности. Поэтому можно предположить, что возраст образования складки отвечает окончанию или московского, или последнего оледенения.

Во втором случае в складчато-взбросовую дислокацию вовлечены породы коренного ложа и морены совместно, причем морена оказывается под деформированными породами пермского возраста. Фрагменты песчаной толщи также оказываются под надвинутой пластиной коренных пород. Деформация имеет локальный характер – в соседних обнажениях недеформированные коренные породы перекрываются толщей слоистых и косослоистых песков, относящихся ко времени дегляциации. Этот случай похож на предыдущий. Судя по соотношению с песчаной толщей, мореной и близостью к коренному ложу, структура образовалась на завершающем этапе развития ледника при начавшемся его таянии. Локальность струк-

туры на общем фоне недеформированных пород подтверждает ее образование у края ледникового блока или в районе трещины, разделившей ледниковую лопасть. Взбросово-надвиговая структура в целом отвечает выдавливанию субстрата из-под ледяного штампа, вероятно при его латеральных движениях. Можно подчеркнуть, что в современной литературе включение в дислокацию моренного материала рассматривается как признак наличия структур именно гляциотектонического происхождения [Левков, 1980; Лаврушин, Чугунный, 1982 и др.].

В имеющемся случае ярко проявлены свидетельства переувлажнения подстилающих толщ в процессе деформации. Породы превращены в крошево, в котором происходит постепенный переход от морены к пермским отложениям. Слоистость в последних прослеживается в виде размытых полос с неясными границами. Подобное происходит при сильном переувлажнении грунтов во время протекания деформационных процессов, а наблюдаемая порода получила название гляциотектонита [Лаврушин, 1980]. Возраст структуры, видимо, аналогичен возрасту предыдущей дислокации.

Третий пример проиллюстрировал наиболее распространенный тип антиклинальной складки, для которого характерно ассиметричное строение крыльев с частичным подворотом слоев и бескорневой характер. В складкообразование вовлечена только незначительная по мощности пачка пород, слои ниже послойного горизонта срыва залегают субгоризонтально. Признаков, позволяющих судить о возрасте этой складок в имеющемся случае не наблюдается. Причиной образования этой структуры является проскальзывание вышележащей слоистой пачки пород по нижележащей с сокращением длины скользящей части и появлением складчатой структуры, которое можно связать как с тектоникой, так и с гляциотектоникой. Возможными механизмами являются: выход на поверхность тектонического надвига значительной амплитуды, волочение примерзшей к дну ледника пачки пород, выдавливание материала из-под края ледникового массива при его подвижках [Левков, 1980; Лаврушин, Чугунный, 1982].

В четвертом случае в обнажении непосредственно наблюдается подошва складки и послойный срыв. Видно, что раздробленный материал подошвенного слоя перераспределен в ядро складки и сама складка в этом месте приближается к изоклинальному типу. Выше крылья структуры выполаживаются. По обеим сторонам складки наблюдаются «плечи» из субгоризонтально залегающих слоев, причем эти плечи ассиметричны: вся пачка слоев со стороны более круто наклоненного крыла складки утонена и как бы сплюснута по сравнению со стороной, примыкающей к более пологому крылу складки (см. рис. 6). Это явление наблюдается не только на уровне складки, но и ниже, в подстилающих ее слоях, что видно по наличию под складкой слабо выраженной флексуры и наклонному залеганию подстилающих слоев. Имеющаяся форма структуры наводит на мысль о проявлении субвертикального штампа, который сплюснул слои с одной стороны от складки, что сопровождалось горизонтальным срывом по поверхности напластования и отжиманием материала в область меньшего давления. Наблюдается смятие слоев и нагнетание материала в ядро образовавшейся складки.

Имеющаяся структура логичнее всего может быть объяснена различным по силе вертикальным давлением на приповерхностный слой пород крупных массивов льда, разделенных трещиной. При этом становится понятна и диапироподобная форма складки в основании структуры – в этом месте, под трещиной, как раз и должна располагаться область наименьшего давления. Максимальная степень деформации пород в ядре складки связана с близостью к активной тектонической границе горизонтального срыва под складкой. Судя по ассиметричной форме структуры в ее образовании вероятно участвовали также горизонтальные подвижки ледяного штампа с некоторым поджиманием складчатой структуры со стороны более крутого крыла.

Таким образом, наиболее вероятно происхождение этой складки в результате проявления гляциотектоники. Можно предположить следующий механизм ее образования. На определенной стадии своего развития ледниковый панцирь образовал трещину и распался на отдельные блоки, которые с разной силой стали давить на подстилающий субстрат как в вертикальном, так и в латеральном направлении. Это привело к перемещению пород подо льдом и горизонтальному послойному срыву. При этом, под трещиной (видимо приоткрытой) в леднике образовалась область относительного растяжения, что облегчило диапироподобное перемещение субстрата вверх и образование антиклинальной складки.

Рассмотрев все перечисленные выше примеры, можно констатировать, что в качестве основной причины образования складчатых дислокаций, нарушающих пермские толщи можно рассматривать воздействие преимущественно движущегося ледника на пластичные породы своего ложа на завершающих стадиях своего развития или при начале дегляциации. В это время начинается таяние льда и переувлажнение подстилающих пород, а единый ледник распадается на отдельные фрагменты или языки, обладающие собственной

подвижностью. Безусловно, материалы для такого утверждения имеются далеко не по всем имеющимся складкам. В обнажениях мы в основном наблюдаем деформации только коренных толщ, а вовлечение в процесс морены или четвертичных песков весьма редки. Однако все складки имеют схожий тип деформации, и отличаются, по сути, только наличием или отсутствием включений четвертичных пород. На этом основании мы можем предположить единые время и причину их образования, связанные с воздействием ледникового покрова.

Можно привести еще несколько общих соображений, объясняющих особенности имеющихся структур.

Как уже отмечалось, оси складок имеют северо-восточное, реже субширотное простирания. Известно, что в этих местах покровный ледник двигался в юго-восточном направлении. Кроме этого, как установлено в работе [Лавров, Потапенко, 2005] северо-западнее и севернее р. Сухона, по обоим берегам реки Северная Двина и далее к северо-востоку, по геолого-геоморфологическим данным отчетливо прочитываются следы нескольких крупных ледниковых лопастей, обособившихся на стадии дегляциации последнего ледникового покрова. Они также двигались в основном в юго-восточном направлении во время периодических активизаций отступающего ледника. Такое направление движения льда должно было стать причиной образования складок северо-восточного простирания, как расположенных перпендикулярно движению. Из приведенной схемы понятно также, что отдельные языки лопастей повсеместно имели тенденцию к повороту по часовой стрелке, и движению к югу, или даже к юго-западу. Движение таких языков скорее всего и явились причиной образования складок с субширотным простиранием осей.

Проведенные исследования показали, что при одном и том же простирании, осевые плоскости различных складок могут быть наклонены в разных направлениях: в юго-восточном, отвечающим в целом движению ледника (что встречается чаще всего), и в противоположном – северо-западном. Одно из объяснений такого поведения вергентности складок может быть дано с позиций подвижности локальных ледниковых останцов или языков. Анализ опубликованной в работе [Лавров, Потапенко, 2005] схемы расположения ледниковых лопастей показывает, что ледниковая лопасть, двигавшаяся по палеодолине р. Северная Двина поворачивала по часовой стрелке и образовывала язык, заходивший в низовья палеодолины р. Сухона, существование которой доказано бурением [Государственная…, 1989]. Вполне вероятно, что подобные повороты ледниковых языков имели место и в остальных частях долины. Эти языки могли выдавливать геологический субстрат не только по направлению своего движения, но и в стороны, что и обусловило появление складок разной вергентности.

Можно предположить также, что разделение ледникового панциря на завершающей стадии оледенения на отдельные блоки и обводнение подстилающих пород могло привести к разнонаправленному выдавливанию приобретших пластичность толщ из-под отдельных блоков льда. Эти блоки, подстилаемые глинистыми породами, на склонах палеодолины р. Сухоны могли приобрести горизонтальную подвижность, направленную в сторону понижения рельефа и обратную направлению движения ледникового панциря во время его общего наступления.

Кроме того, выстраивающиеся почти по одной прямой, параллельно краю ледника, складки наводят на мысль об образовании общего вала выдавленных пород перед краем этого ледника. Если вал образовывался на некотором расстоянии перед фронтом льда, то в нем вполне возможны проявления складок с разной вергентностью.

Последнее объяснение выделения нами складок, наклоненных к северо-западу, лежит в области возможности ошибок при реконструкции, т.к. подобные структуры исследовались по отдельным фрагментам в обнажениях.

В процессе полевых работ в Архангельской области нами иногда наблюдались небольшие горизонтальные послойные срывы в приповерхностных частях разреза пермских толщ, по направлению совпадающие с перемещением ледников. Такие структуры обычно связывают с воздействием ледника. В частности, подобное возможно при примерзании поверхности коренных пород к нижней части подвижного льда и их волочению, а также за счет направленного давления движущегося ледника на свое ложе. [Левков, 1980].

Не является однозначным подтверждением тектонической концепции образования складок, в изученной части долины р. Сухона, и соотношение их с зоной Среднерусских дислокаций. Область наиболее интенсивных проявлений этих дислокаций расположена юго-восточнее исследованного района и находится над центральными частями Среднерусского авлакогена.

Противоречит тектонической гипотезе образования складок, как связанных с активностью разрывов, отсутствие в обнажениях по берегам реки Сухона значительных зон тектонического дробления и мелонитизации, которые бы отвечали развитым разрывным нарушениям. Нет их, скорее всего, и под руслом реки, поскольку эти зоны ни-

где не наблюдаются на берегах в тех местах, где река делает колена и напротив прямолинейного участка реки оказывается берег. Имеющиеся системы трещин образуют рисунок из субмеридиональной, субширотной и диагональных систем, в которых местами отчетливо преобладают северо-восточное и северо-западное направления. Этим же направлениям подчиняются излучины реки Сухоны и ее притоки, прямолинейные на значительных расстояниях, что свидетельствует о том, что имеющаяся сеть трещин распространена по всей исследуемой территории. Детальные наблюдения показывают, что в системах Сухонского (северо-восточного, северо-северо-восточного) направлений местами присутствуют ряды кулисных трещин, отвечающих в большинстве случаев левому сдвигу по этим направлениям (см. также Колодяжный, 2010). Лишь в отдельных случаях по этим направлениям отмечаются хуже выраженные кулисные системы, отвечающие правому сдвигу. Однако, в сумме, эти трещины отвечают лишь слабой степени рассеянного сдвига по широкой зоне в коренных породах и не могут произвести интенсивного складкообразования в верхних горизонтах коренных толщ.

Какова же возможная роль неотектоники в появлении складчатых структур? Прежде всего это создание рельефа ледникового ложа, который во многом определялся наличием прадолины р. Сухоны. Появление ее не может быть объяснено только ледниковой экзарацией, т.к. она расположена в плане почти перпендикулярно генеральному направлению движения ледника. Относительно геологической структуры, современная долина, наследующая доледниковую, проходит под острым углом, или примерно параллельно Рыбинско-Сухонскому мегавалу и разрывам, ограничивающим Среднерусский авлакоген (вернее к их проекции на поверхность). Северо восточнее района работ она пересекает как зону этих разрывов, так и мегавал, образующий неотектоническое поднятие. Одновременно, ее общее направление соответствует простиранию системы разрывов, оконтуривающих Балтийский щит и относящихся к циркумбалтийской зоне [Юдахин и др, 2003]. Скорее всего, появление долины именно такого простирания свидетельствует об активизации в новейшее время как разрывов, окаймляющих Балтийский щит, так и пограничных разрывов авлакогена, которые именно в этих местах совпадают по простиранию. На поверхности эти разрывы проявляются в трещиноватости, образующей системы соответствующего северо-восточного простирания, которые проявляются не только в коренных пермских породах, но и, как показали наши исследования, в четвертичных песках. Видимо, имеет место также, и некоторое «отжимание» реки от выраженного в рельефе и растущего в новейшее время мегавала.

Можно сделать некоторые общие заключения и о структурно-кинематической модели новейшего развития района. Встречающиеся в обнажениях коренных пород кулисные системы трещин свидетельствуют о преимущественно левосдвиговых перемещениях вдоль циркумбалтийской системы разрывов в исследуемом районе. Об этом же свидетельствует и кулисное расположение пологих валов, устанавливаемых здесь же по кровле казанских отложений [Колодяжный, 2010]. Вероятным подтверждением неотектонической левосдвиговой подвижности является пространственное сочетание прямолинейной депрессии долины р. Северная Двина, которая скорее всего, заложилась по зоне новейшего растяжения [Юдахин и др, 2003; Колодяжный, 2010 и др.] и подходящей к ее юго-восточному окончанию зоне рассеянного левого сдвига, маркируемой долиной р. Сухона. Можно предположить (вслед за С.Ю. Колодяжным. 2010), что эти связи носят не случайный, а парагенетический характер типа сдвиг-раздвиг, отражающий характер новейшей тектонической подвижности в этом районе ВЕП.

Формы рельефа, вероятно, повлияли на характер расположения и подвижность ледниковых останцов. Неоднородности рельефа пра-долины реки, наличие прямолинейных участков, повторяющих системы трещин коренного ложа, по всей видимости, определили появление прямолинейных трещин в самом леднике. С этими трещинами затем было связано складкообразование в породах субстрата.

Нельзя отрицать также возможность импульсных сейсмических проявлений, которые могли иметь место как гляциоизостатические, связанные с изменением ледниковой нагрузки. Они также могли создавать трещины в ледниковом панцире или в отдельных ледниковых останцах и приводить к повышению подвижности обводненных масс пород. Видимым подтверждением возможности подобного процесса является наличие в обнажении у с. Дор-Сухонский погребенных обвалов, маркируемых мегабрекчиями и образовывавшихся параллельно с развитием складчатых структур (см рис. 3).

Заключение

Наблюдаемые особенности локальных складчатых структур, осложняющих пермские толщи в районе долины р. Сухона, свидетельствуют в пользу их гляциотектонического происхождения. Подобный вывод основывается главным образом

на участии моренного материала в строении некоторых из исследованных складчатых структур. Время их образования – завершающие этапы развития ледниковых покровов, в то время, когда ледяные лопасти еще не потеряли своей подвижности, но уже происходило активное обводнение подстилающих пород. Механизм образования всех описанных складчатых структур связан с реакцией глинистых пород на преимущественно латеральное давление ледниковых лопастей. При этом обращает внимание, что складчатые структуры образуют пояс, достаточно четко сочетающийся с краевой зоной ледниковой лопасти. Известно, что область наибольшего воздействия ледника на свое ложе приурочена к максимальным градиентам давления. Последние обычно связаны с зоной резкого изменения рельефа ледниковой лопасти и его мощности во фронтальной части и усиливаются при его подвижках. Результат находит свое выражение в образовании складчатых деформаций в приповерхностной части толщь преимущественно глинистых пермских отложений, слагающих ледниковое ложе. Все это позволяет связывать возникновение этих структур с гляциодинамическим процессом, вызвавшем гляциотектонические деформации в породах ледникового ложа.

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ РАН № 9.

ЛИТЕРАТУРА

Голубев В.А. Строение Каневских и Мошногорских дислокаций в свете новых данных // Геол. Журнал. 1970. т.30. №4 С. 82–91.

Государственная геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1:200000. серия Мезенская. Листы: P-38-XXXI (Кулойский); P-38-XXXII (Тарногский городок); P-38-XXXIII (Нюксеница); O–38-I (Тотьма); O-38-II (им. Бабушкина). Объяснительная записка. Москва. Союзгеолфонд. 1989. 172 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1000000. лист P-38 (Великий Устюг). Объяснительная записка. Москва, Недра. 1965. 132 с.

Колодяжный С.Ю. Структуры латерального перемещения северо-восточной части Восточно-Европейской платформы // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС. 2010. С. 336–341.

Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.

Лавров А.С. Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северовостока Русской равнины. Москва. Изд-во ВАГТ. 2005. 222 с.

Лаврушин Ю.А. Особенность строения рыхлых отложений конечных морен // Доклады АН СССР., 1980. Т.254. №1 С.180–182.

Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г. Каневские гляциодислокации. М.: Наука, 1982. 102 с.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника. 1980. 277 с.

Почвенно-геологические условия Нечерноземья. М.: Изд-во Моск. Ун-та. 1984. 608 с.

Чамов Н.П. Тектоническая история и новая модель формирования Среднерусского авлакогена // Геотектоника. 2005. №3. С. 3 – 22.

Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 299 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 70, 2010 г.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В СВЕТЕ ГЕОСИНЕРГЕТИЧЕСКОЙ МЕТОДОЛОГИИ

С.С. Карпухин, Н.Г. Судакова

1. Введение

Рельеф и слагающие отложения – важнейший перспективный объект палеогеографических (ПГ) реконструкций, носитель ценной информации о ландшафтно-географических условиях, ведущих экзогенных процессах, фациально-генетической обстановке, геологической среде. Именно совместное изучение основополагающего процесса морфолитогенеза наиболее эффективно для реконструкций условий формирования и развития ПГ объектов. В этой связи морфолитосистемы (МЛС) представляют самостоятельный источник знаний, гармонично сочетающий геоморфологические особенности со строением и составом слагающих отложений. Такое неразрывное единство формы и содержания служит основанием для выделения МЛС в особый класс природных явлений. Без четкого представления об особенностях этого сложного объекта как о многокомпонентной, но целостной системе, обладающей только ей присущими закономерностями формирования: ПГ обусловленностью, особой ролью системообразующих разнонаправленных экзогенных процессов, – невозможно достижение надежных результатов ПГ реконструкций.

Рациональность совместного изучения рельефа и отложений в целях извлечения более полной ПГ информации не вызывает сомнения, что нашло отражение в ряде публикаций, где подчеркиваются преимущества такой интеграции знаний [Симонов и др., 1998; Карпухин, Судакова, 2005б и др.]. Однако, далеко не бесспорны пути методического решения и теоретическое обоснование палеогеографических, стратиграфических и геоэкологических построений в ходе сопряженного исследования. Оценка современного состояния изученности теоретических, методологических и методических аспектов проблемы морфолитогенеза с очевидностью свидетельствует о необходимости привлечения новых более прогрессивных методических разработок и дальнейшего совершенствования стратегии сопряженного комплексного анализа с использованием преимуществ системного геосинергетического подхода и геоинформационных технологий.

Как показали многолетние исследования, с внедрением приоритетного системного подхода в палеогеографию открываются определенные перспективы для более эффективных ПГ построений [Карпухин, Судакова, 2005а; 2009; Симонов и др.,2007 и др.]. В системном анализе геоструктур напрямую реализуется сопряженность методов и реконструируемых ПГ событий, когда оценивается согласованность результатов совместного изучения взаимосвязей между компонентами природного комплекса. Актуальность общего системного геосинергетического подхода обусловлена возможностью познания сложного ПГ объекта как целостной саморазвивающейся системы. В этой связи большое значение приобретает рационализация методики с помощью геоинформационного анализа, объединяющего методы формирования баз данных, технологии цифрового моделирования эволюции геоструктур. От корректного методического решения в значительной степени зависит эффективность и результативность реконструкций. В соответствии с предложенной ранее палеогеографической концепцией морфолитогенеза [Судакова, 2004], на основе разработанных принципов ПГ реконструкций (комплексности методов, сопряженности результатов) возможна оптимизация универсального системного анализа морфолитосистем.

Определяются неотложные первоочередные задачи исследования: 1) построение и структурирование модели МЛС; 2) разработка научно обо-

снованной стратегии и алгоритма методического решения на основе использования преимуществ системного геосинергетического подхода; 3) выявление и учет ПГ обусловленных пространственно-временных закономерностей развития МЛС в целях ПГ реконструкций.

2. Морфолитогенетическое направление исследования

Целесообразность совместного анализа литогенеза и морфогенеза в единой системе – актуальный аспект теории геоморфологии и палеогеографии. Поиск общих закономерностей рельефо- и осадкообразования повышает взаимный контроль результатов реконструкции природного комплекса.

Морфолитогенез как объект сопряженных геоморфологических и палеогеографических исследований отражает триединство обуславливающих взаимодействующих факторов: провинциально-геологических, фациально-генетических, зонально-географических и одновременно их эволюцию во времени. В результате формирующиеся самостоятельные морфолитосистемы и подсистемы образуют сложно построенный природный комплекс, обладающий чертами целостности и отличающийся особой территориально-возрастной структурой. При этом накопительный процесс интеграции унаследованных признаков рельефа и слагающих осадков по разновозрастным ПГ срезам и геоморфологическим уровням предопределяет общие особенности многоуровневых морфолитосистем – их многофакторность и многокомпонентность. Проведение совместного литолого-геоморфологического анализа позволяет получить более достоверную и полноценную генетическую, палеогеографическую и стратиграфическую информацию. Таким образом, морфолитогенную ПГ основу следует рассматривать в качестве базового понятия, выражающего тесную взаимосвязь форм рельефа и слагающих их отложений, которое целесообразно использовать взамен обычно употребляемого в ландшафтоведении, но более узкого термина «литогенная основа». МЛС, функционируя в пространстве и эволюционирования во времени, подчиняются общим ПГ закономерностям развития: направленности, ритмичности, метахронности [Марков, 1960; 1965; 1973].

Понятие сопряженности (синергетичности) геоморфологических и литологических исследований разделяется и реализуется на практике многими географами в целях достижения максимальной результативности ПГ реконструкций. Интегральное основополагающее понятие морфолитосистема, введенное в широкое обращение, можно рассматривать в качестве материального воплощения литолого-геоморфологического синтеза [Карпухин и др.,1975, Прогнозно-географический анализ..., 1984]. Плодотворная идея изучения взаимосвязи рельефа и слагающих отложений нашла выражение в оформившемся учении [Симонов и др., 1998], где морфолитогенез выделен в особый класс явлений в рамках самостоятельного учения, благодаря созданным предпосылкам в геоморфологии, ландшафтоведении, криолитологии и палеогеографии. Надо заметить, что в отношении квартера комплексные литолого-геоморфологические исследования – реально выполнимая задача, ввиду хорошей сохранности реликтовых черт рельефа в отличие от более древних образований, утративших видимую связь с коррелятными морфолитоструктурами.

Результативность использования морфолитогенной основы в комплексных исследованиях определяется её разнообразной и самодостаточной ПГ информативностью, что необходимо для обоснованных ПГ реконструкций и стратиграфических построений. В ходе комплексного ПГ исследования древнеледниковой области Русской равнины, неоднородной в геологическом, геоморфологическом и палеогеографическом отношении, изучено обоюдное влияние сложно сочетающихся факторов морфолитогенеза: разнообразия геоморфологической ситуации; изменяющихся по площади мощности и типов строения четвертичного чехла; особенностей погребенных морфоструктур подстилающего рельефа и литологии коренного субстрата, определяющих наследственные признаки состава и свойств рельефообразующих пород. Эти предпосылки в целом не могли не сказаться как на пространственных изменениях покомпонентных характеристик, так и на их эволюционных преобразованиях, а, как следствие, и на состоянии геоэкологической устойчивости морфолитогенной основы ландшафта.

Рассматривая литогенез и морфогенез неотъемлемыми составляющими единого экзогенного процесса, естественно представлять их совместный продукт в качестве целостной геосистемы, представляющей многокомпонентное единство взаимосвязанных природных явлений сложной иерархической структуры. К числу общих характерных особенностей плейстоценовых морфолитосистем можно отнести:

- тесную наследственную зависимость от палеорельефа и питающих провинций;
- динамичность процессов рельефо- и осадкообразования в разнообразных фациально-генетических обстановках;
- отчётливое проявление ландшафтно-зональной специфики характеристик;
- черты ритмических и направленных изменений показателей в связи с многократным чередо-

ванием во времени ледниковых и межледниковых режимов.

Теоретическим обоснованием правомочности выделения МЛС может служить палеогеографическая концепция морфолитогенеза, разрабатываемая с помощью системного анализа пространственно-временных закономерностей изменчивости компонентов природного комплекса [Судакова, 1990–2004]. В основе ПГ концепции морфолитогенеза лежит представление о его сложной территориальной организации, корреляционной зависимости от зональных и азональных провинциальных факторов морфолитогенеза и эволюционной трансформации во времени. Согласно выдвигаемой концепции морфолитогенная основа ПГ реконструкций рассматривается как развивающаяся в пространстве и во времени целостная многокомпонентная система, многослойная по времени формирования, со свойственными ей общими ПГ закономерностями рельефо- и осадкообразования – ритмичностью, направленностью. Эти тренды находят подтверждение в комплексных ПГ исследованиях новейших отложений на обширной территории Русской равнины [Разрезы..., 1977; Sudakova et al., 1995, Реконструкция..., 2008 и др.].

В свете ПГ концепции морфолитогенеза становится очевидным, что такое сложное природное образование, как морфолитогенная основа ПГ реконструкций, остро нуждается в системном анализе, обладающем важными преимуществами.

3. Сопряжённый палеогеографический метод на основе системного геосинергетического подхода

Палеогеографический объект – благоприятная почва для применения геосистемного анализа. Конструктивное значение универсального системного подхода к изучению природного комплекса справедливо отмечается в ряде работ [Ласточкин, 2002; Николаев, 2006; Селиверстов, 1990; Симонов, 2008; Реконструкция.., 2008 и др.]. Показана актуальность ПГ системного анализа палеогеосистем, обладающих особой структурой и динамикой. По сравнению с современными географическими системами палеогеосистемы в структурном отношении сложнее вдвойне, поскольку совместно с пространственными закономерностями передают ритмические и направленные во времени трансформации, последовательно аккумулируя унаследованные от предшествующих этапов признаки, зашифрованные в ископаемых морфолитосистемах и органических включениях. Здесь важно подчеркнуть, что в многомерной и многоуровневой палеогеографической системе наряду с причинно-следственными зависимостями (по линии фактор → процесс → свойства) особо значимы синергетические взаимодействия между системообразующими структурными компонентами. Сопряжённым палеогеографическим методом устанавливаются соотношения пространственной и возрастной изменчивости природного комплекса с последующей расшифровкой его развития. На разрешающую способность сопряженного ПГ «сквозного» направления указывал К.К. Марков [1973].

Необходимой предпосылкой обоснованных ПГ построений является разработка разномасштабных уровней реконструкций с выделением соизмеримых по пространству и времени эквивалентов репрезентативной информации. Целесообразно различать не менее трех разномасштабных уровней ПГ реконструкций. Соблюдение принципа соразмерности масштабов – обязательное условие пространственно-временной организации корректных ПГ исследований.

3.1. ***Геосистемный анализ*** природных и природно-хозяйственных систем различных иерархических уровней по праву может служить наиболее адекватным методическим аппаратом, соответствующим структурной сложности ПГ объектов. С внедрением системного подхода для палеогеографии открываются определенные перспективы. По сути, в системном подходе наиболее полно отражена руководящая методология и стратегия самого палеогеографического анализа. Как известно, в основе комплексного сопряженного анализа лежит представление о взаимосвязи явлений природы, о пространственно-временном единстве ее компонентов. ПГ системный подход ориентирует на изучение причинно-следственных и синергетических связей между различными характеристиками рельефа, состава отложений и обуславливающими факторами в их историческом развитии. Это создает необходимые предпосылки для познания особенностей палеогеографического объекта как целостной пространственно-временной структуры. ПГ системный подход имеет явные преимущества в решении проблемы взаимодействия многокомпонентной и многоуровневой палеогеосистемы, в раскрытии многоплановых закономерностей развития природного комплекса. В этой связи важное значение приобретает моделирование геосистем.

3.2. ***Геоинформационный анализ*** на системной основе находит эффективное применение в комплексных ПГ исследованиях, направленных на установление пространственных и временных закономерностей развития геосистем. Геоинформационный анализ географических и палеогеографических объектов включает совокупность последовательных аналитических процедур по

формированию специализированных банков и баз данных и их количественной оценке, картографическому отображению объектов (в традиционном и компьютерном виде), а также анализу и обобщению результатов с целью получения объективных доказательств при поиске закономерностей развития геосистем [Карпухин, 2009].

Обоюдная задача сопряжённого ПГ исследования и системного геоинформационного анализа – установление и расшифровка пространственно-временных трендов развития геосистем с использованием современных технологических средств. Определена приоритетность ПГ задач и намечена последовательность процедур их решения [Симонов и др., 2007; Карпухин, Судакова, 2009]. При решении задач ПГ реконструкций на разных этапах исследования геоинформационный анализ позволяет: 1) структурировать сам объект (по пространству и по времени), а также отображать структуру взаимосвязей между компонентами; 2) систематизировать фактический материал и определять его репрезентативность статистическими методами; 3) привлекать вероятностно-статистический аппарат к оценке надёжности и достоверности результатов комплексного сопряжённого анализа; 4) выявлять на основе количественных корреляционных оценок межкомпонентные взаимосвязи и причинно-следственные зависимости; 5) уточнять путём использования средств логического, математического и геоинформационного моделирования представления о природном объекте и обстановке формирования палеогеосистем. В целом геоинформационный анализ применительно к палеогеографии можно охарактеризовать как совокупность аналитических приёмов обработки пространственной морфолитогенетической информации, направленных на создание условий ПГ синтеза.

3.3. Геосинергетика. Инновационная идея геосинергетики в качестве генеральной междисциплинарной стратегии заслуживает особого внимания. В этой связи сам принцип сопряжённости палеогеографического анализа олицетворяет своеобразный прообраз нового синергетического подхода к изучению сложных геоструктур и формированию региональных баз знаний о палеогеосистемах регионов.

Возникшее в 70–80-х гг. новое научное междисциплинарное направление – синергетика, представляющая теорию самоорганизующихся систем, изучающее связи между элементами структуры (подсистемами), которые образуются в открытых системах (географических, биологических, геологических и др.) [Чернавский, 2005]. Термин синергия в переводе с греческого языка обозначает содружественное (совместное) действие двух или нескольких агентов в одном и том же направлении. В отличие от термина сопряжение, он содержит в себе указание на цель (вектор) и тем самым априори – на некое интеграционное начало для синтеза описаний ПГ событий и явлений морфолитогенеза с единой точки зрения и в едином методологическом пространстве. Это позволяет термину «сопряжение географических методов и результатов» по К.К. Маркову [Марков, 1960] придать новое звучание – синергия географических методов и результатов.

Геосинергетическое направление в географии и палеогеографии призвано обосновывать и методологически обеспечивать совместное действие методов изучения ПГ объекта, участвующих в комплексных исследованиях природно-хозяйственных систем [Карпухин, 2006, 2009а, 2009в]. На этом пути геосинергетика сталкивается с необходимостью теоретической разработки представлений о различных типах проявления синергизма при анализе морфолитосистем: объектном эволюционно-динамическом (онтологическом), методологическом (парадигмальном), энергоинформационном, технологическом, смысловом (семантическом), эвристическом (творческом). В этой связи оптимизация взаимодействия всех звеньев системного геосинергетического исследования повышает качество, как палеогеографических реконструкций, так и географических построений в целом (достоверность, надёжность, экономическая эффективность, горизонт реконструкций и прогнозирования – могут служить мерилом качества заключений). Оценка надёжности географических построений чрезвычайно актуальна и вполне достижима с помощью использования теоретико-вероятностного подхода. Для её успешного выполнения требуется разработка логико-математической модели адекватно и точно описывающей структуру ПГ объекта, методов сопряжения исследования и способов решения задач ПГ реконструкций с целью построения общих и частных оценок надежности построений [Карпухин, Судакова, 2005]. Таким образом, геосинергетика представляет приоритетное направление, которое предопределяет перспективную генеральную стратегию комплексных палеогеографических реконструкций.

3.4. Метод моделирования палеогеосистем заслуженно занимает одну из ключевых позиций, поскольку подразумевает обобщенную всестороннюю сводку знаний об объекте. Проведённые исследования убеждают в перспективности использования для палеогеографических реконструкций метода моделирования. Особая ценность моделирования состоит в том, что с его помощью раскрываются и конкретизируются причинно-следственные зависимости между факторами и признаками, а также синергетические связи меж-

ду взаимодействующими звеньями и компонентами в системе единого целого. Моделирование включает одновременно анализ и синтез. Говоря о сложности моделей географических систем, мы должны учитывать, что ПГ модели, в том числе модели морфолитосистемы, сложны вдвойне, так как помимо пространственных закономерностей должны передавать пространственно-временную целостность объекта.

В результате критического анализа установленных закономерностей развития ПГ событий по площади и в разрезе удается выстроить многоуровневые пространственно-временные модели рельефо- и осадкообразования разного содержания и целенаправленности: структурную модель развития ледниковой ритмики на Русской равнине [Судакова, 2004], общую модель палеоморфолитосистемы [Карпухин, Судакова, 2008], понятийную и динамическую модель гляциолитосистемы [Судакова, 2000; 2008], бинарную ПГ модель морфолитосистемы [Карпухин, Судакова, 2005].

Примечательна в этом отношении модель гляциолитосистемы, раскрывающая ПГ закономерности формирования вещественного состава морен [Судакова, 2000; 2008]. Гляциосистема рассматривается как сложно построенный в иерархическом отношении природный комплекс, одновременно обладающий чертами целостности и отличающийся особой территориально-возрастной структурой.

Целостное представление о сложной в структурном отношении литосистеме вносит предложенная понятийная модель, где в едином информационном поле показаны многоканальные и многоступенчатые связи между факторами и признаками состава [Судакова, 2008]. Инфраструктура литосистемы отражает причинно-следственные и синергетические взаимосвязи по трем факторным линиям, структурированным по четырем ступеням (факторы – процессы – литосинтез – закономерности пространственно-временных отношений). Среди системообразующих факторов выделена главенствующая триада в составе: геологической наследственности, фациально-генетического механизма и ландшафтно-климатической ПГ обусловленности. Прослежены цепочки корреляционной зависимости признаков в отложениях разного генезиса. Проведена их типизация в связи с геологическим происхождением, а также генетической и географической обусловленностью. Эти факторы предопределяют закономерную неоднородность состава в пространстве и непостоянство во времени, что требует внесения соответствующих поправок при его сопоставлении.

На составленной ранее четырехвекторной модели плейстоценового морфолитогенеза отражены особенности формирования многофакторной системы взаимодействующих причинно-следственных связей, в сходящемся центре которых показана трехмерная структура морфолитосистемы, устремлённая вдоль вектора времени. По его оси выведены тренды эволюции характерных особенностей рельефо- и осадкообразования – направленные и ритмические [Судакова, 2004; Карпухин, Судакова, 2005б]. Впоследствии базовым ПГ понятием определена палеоморфолитосистема (ПМЛС) [Карпухин, Судакова, 2008]. На основе палеогеографической концепции осадко- и рельефообразования усовершенствована её общая модель, конструкция которой включает взаимодействие ведущих пространственных факторов и соответственно особенностей морфолитогенеза. Структурно - динамическая модель становления и развития ПМЛС раскрывает пространственно-временную структуру причинно-следственных связей. Прослежены взаимоотношения трех основных блоков (I – факторы, II – процессы, стадии, III – синтез, закономерные особенности морфолитокомплексов). Намечена схема перетока геолого-географической, генетической, а также возрастной информации между ними в результате обмена веществом и энергией. Благодаря их взаимодействию и развитию во времени с единым трендом эволюции, ПМЛС приобретает особый статус многокомпонентной и многоуровневой геоструктуры. Значение предложенных моделей для оптимизации ПГ анализа – в возможности установления системной упорядоченности во взаимосвязях факторов и свойств объекта, что благоприятствует более объективным и эффективным реконструкциям.

На рисунке представлена оригинальная модель палеогеографических реконструкций, главным объектом которых являются закономерности формирования морфолитосистемы. Построение этой модели преследует многоцелевую задачу: а) обозначить сложную природную обусловленность и закономерности морфолитосистемы, являющейся материальным носителем ПГ информации; б) подчеркнуть роль взаимодействующих системообразующих факторов и признаков, отражающих причинно-следственные зависимости и синергетические связи; в) соответственно рационализировать стратегию исследования; г) сопоставить пространственные и временные тренды развития компонентов в единой геосистеме.

Построенная в соответствии с ПГ концепцией морфолитогенеза, модель отражает взаимообусловленность и взаимосвязь рельефа и осадкообразования и закономерные тенденции их развития в пространстве и во времени. Показано соотношение шести уровней реконструкций (соответственно шести подсистем I–VI), различающихся по направленности, сложности и значимости, но

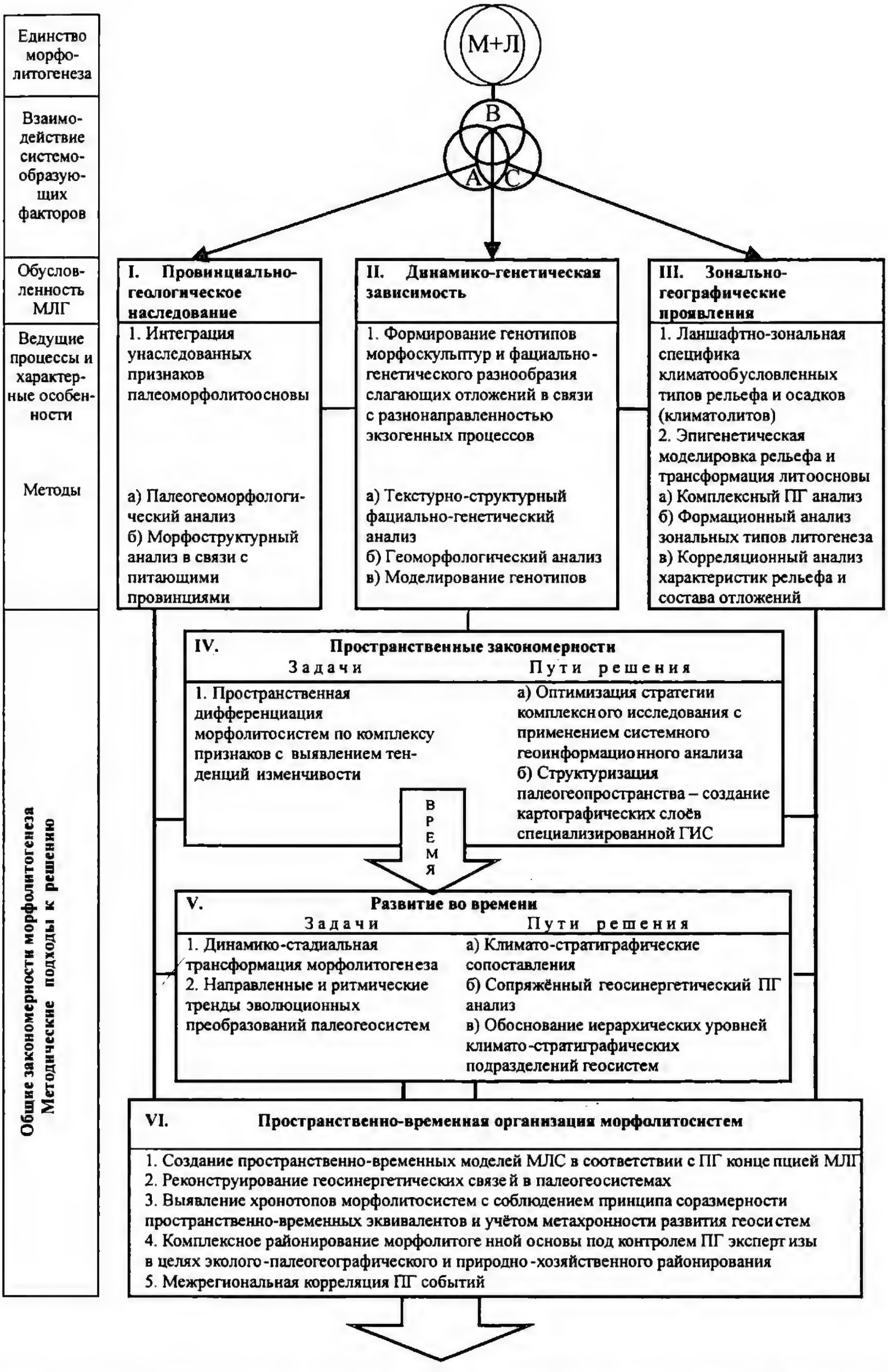


Рисунок. Системный геосинергетический анализ палеогеографических закономерностей развития геосистем

Обусловленность взаимодействующих системообразующих факторов: А – геологическая, В – динамико-генетическая, С – ландшафтно-климатическая; I – VII – задачи и направленность ПГ реконструкций. Принятые сокращения: М+Л – морфолитогенез; ПГ – палеогеографический; ГИС – геоинформационная система

связанных в единое информационное поле. Для каждого направления отмечены ведущие системообразующие процессы, характерные особенности, закономерности развития, – для выявления которых предусмотрен свой рациональный методический подход. Вместе с тем, взаимосвязанность подсистем предопределяет разработку общих принципов и стратегии ПГ реконструкций.

В вершине сложной конструкции две пересекающиеся, тесно связанные между собой сферы, представляющие в отдельности морфо- и литогенез. Они образуют при совмещении общее информационное поле, олицетворяя единение и сопряжение процессов морфо- и литогенеза. Ниже помещена принципиальная схема трехвекторной модели взаимодействия ведущих системообразующих факторов морфолитогенеза. Она символизирует триединство предопределяющих пространственных факторов и соответственно особенностей морфолитогенеза. Пересекающимися круговыми диаграммами изображены факторные поля: А – геологические, В – динамико-генетические, С – ландшафтно-климатические. При частичном перекрытии окружностей выделяются общие совместные сегменты – зоны активного взаимодействия факторов. Благодаря синергизму (направленному совместному действию) факторов морфолитогенеза формируются такие важные характеристики подсистем как: климатическая обусловленность и географическая зональность, геологическая наследственность и провинциальность, фациально-генетическое разнообразие и динамико-генетическая специфика, которые в совокупности создают единую взаимопроникающую систему, обладающую чертами целостности, а вместе с тем стадийностью формирования и иерархичностью.

Руководящие факторы обуславливают функционирование сопряженных подсистем (I, II, III) и гармоничное развитие всей сложно построенной пространственно-временной геоструктуры. Эти подсистемы, отвечающие определенным направлениям исследования, объединены причинно-следственными и синергетическими взаимосвязями с подсистемами более высокого ранга (IV, V, VI), которые воплощают общие закономерности морфолитогенеза – топологические и эволюционные. Выявление пространственных закономерностей геосистем (IV блок) требует усовершенствования методики геоинформационного синтеза и соблюдения определенных принципов и правил. Сопряженный ПГ анализ направлен на установление возрастных тенденций развития геосистем и способствует обоснованному выделению климато-стратиграфических подразделений (V блок). Наивысший по сложности реконструкций уровень приурочен к VI блоку, где тесно переплетаются все направления исследования морфолитосистем и синтезируются важнейшие пространственно-временные закономерности и тенденции развития рельефо- и осадкообразования, которые реализуются при комплексном ПГ районировании территории. Намечены методические подходы и пути рационального решения проблем реконструкций и корреляции ПГ событий на основе сопряженного системного геосинергетического анализа палеоморфолитоосновы.

С учетом установленных закономерностей выполняются карты комплексного ПГ и многопрофильного районирования территории на базе морфолитогенной основы. Как показывает опыт, целенаправленные ретроспективные ПГ реконструкции позволяют перейти к прогнозированию ожидаемого развития природного комплекса и к выработке обоснованных рекомендаций для рационального природопользования (блок VII).

Показанное на модели позиционирование ведущих факторов и признаков морфолитосистемы в едином пространственно-временном поле позволяет по достоинству оценить потенциальные способности метода моделирования и корреляционную значимость морфолитокомплексов.

3.5. Палеогеографическое районирование морфолитосистем. В интересах достоверности ПГ реконструкций необходимо изучить закономерности пространственной дифференциации не только каждого компонента природной среды в отдельности, но и в тесной их взаимосвязи друг с другом. Выполнению этой задачи и может способствовать комплексное литолого-геоморфологическое ПГ районирование территории с учетом унаследованных от предшествующих этапов особенностей морфолитосистем. Такое районирование предусматривает последовательный анализ ПГ событий по разновозрастным временным срезам и установление закономерностей адресной пространственной дифференциации природных компонентов, эволюционирующих во времени как единая система. При районировании выделяются территориальные единицы зонального (палеогеографические зоны), азонального (структурно-геологические подразделения) и комплексного подчинения. Следуя выбранным приоритетам, разработаны критерии выделения таксономических единиц районирования разного ранга: палеогеографических зон, провинций, областей, районов в зависимости от взаимодействия предопределяющих факторов [Судакова и др., 2000].

Наряду с комплексным ПГ районированием геосистем, обладающим широкими полномочиями, в региональных исследованиях востребованы карты отраслевого целевого районирования с опорой на морфолитогенную основу (литолого-палеогеографические, литолого-геомор-

фологические, природно-хозяйственные, эколого-палеогеографические и др.). Они способствуют системной организации изучаемых ПМЛС. Обоснование целостности или относительной однородности выделенных таксономических единиц ведется по ведущим характеристикам геосистем. Так, например, оценка сбалансированного влияния на состав отложений ведущих факторов литогенеза осуществляется с помощью литолого-палеогеографического районирования территории по типу питающих провинций. В основу этого принципиально нового подхода к решению проблемы межрегиональной литологической корреляции положен анализ взаимодействия экзогенных процессов (ледниковых, речных, бассейновых) с питающими провинциями трех классов – удаленных, транзитных и местных. Карта литорайонов [Судакова, 2005], будучи системной организацией изучения литообъектов, программирует ожидаемые тенденции пространственной изменчивости показателей их состава, что служит действенной мерой выявления реальных и объективных возможностей и ограничений пространственной сопоставимости морфолитогенетических комплексов.

Пространственно-временные закономерности развития природных систем результативно использованы при проведении эколого-палеогеографического районирования древнеледниковой области. С его помощью реализован новый ПГ подход к интегральной оценке состояния геоэкологической устойчивости, благодаря возможности учитывать не только пространственное разнообразие факторов морфолитогенеза, но и унаследованные в процессе исторического развития возрастные особенности морфолитоструктур [Судакова и др. 2000; 2008]. Региональный анализ фактического материала по Русской равнине подтверждает рациональность широкого внедрения эколого-палеогеографического районирования в практику исследования [Реконструкция…, 2008]. При этом ПГ экспертиза повышает уровень надежности и объективности интегральной оценки устойчивости геосистем и достоверность прогнозов их развития. Подчеркивая перспективность ПГ обоснования устойчивости природных систем, целесообразно пользоваться введённым термином «морфолитогенная основа», который является основополагающим одновременно для палеогеографических реконструкций, ландшафтных исследований и геоэкологических построений.

Показательным примером моделирования системной пространственной организации геоструктур с учетом эволюции во времени морфолитогенной основы может служить природно-хозяйственное районирование. Состояние природно-хозяйственных систем и прогнозируемая степень их динамичности и стабильности обусловлены сложным взаимодействием природных и антропогенных факторов, нередко разнонаправленных в неоднородных ландшафтно-климатических условиях. В целях мониторинга эволюции природно-хозяйственных систем осуществляется формирование многомерных баз пространственных данных и баз знаний, построение комплексной многоуровневой цифровой картографической модели Российской Федерации – «Цифровая Россия» [Карпухин, 2009а; 2009б].

4. Выводы

Развитие морфолитогенетического направления в геоморфологии и палеогеографии на базе ПГ концепции морфолитогенеза имеет важное научно-методическое и практическое значение. Применение палеогеографической концепции морфолитогенеза дает на практике очевидные преимущества для более достоверной и эффективной интерпретации геоморфологических и геологических данных и способствует обоснованной корректировке стратиграфических, корреляционных, геоэкологических построений, а в итоге и правомерности общих палеогеографических реконструкций.

Рационализация стратегии ПГ реконструкций на основе системного подхода и усовершенствование алгоритма сопряжённой методики под контролем геоинформационного анализа открывают дополнительные возможности и условия для установления пространственно-временных закономерностей морфолитогенеза. В результате предпринятого исследования палеогеосистем обоснована перспективность последовательного проведения системного геосинергетического анализа, имеющего универсальный характер. При этом общий системный синергетический подход ориентирует на совместное изучение сложных ПГ структур с их внутренними и внешними связями; синергетика нацеливает на углубленные исследования структурных взаимоотношений подсистем с построением векторов состояний; геоинформационный анализ способствует упорядочиванию сбора, накопления, обработки разнообразной информации и усовершенствованию методики, а также моделированию процессов функционирования палеогеосистем.

В итоге следует подчеркнуть, что реальные возможности нововведений подтверждаются конкретными результатами проведённых исследований. Так, на основе системного геосинергетического подхода разработаны и реализованы принципы комплексного ПГ и отраслевого районирования, составлена и осуществлена научно обоснованная программа межрегиональной корреляции морфолитокомплексов, усовершенствована пространственно-

временная модель развития ледниковой ритмики плейстоцена на Русской равнине, предложено принципиально новое решение адресной интегральной оценки геоэкологической устойчивости морфолитогенной основы геосистем на базе эколого-палеогеографического и многоуровневого природно-хозяйственного районирования территории. Таким образом, привнесение в ПГ анализ системной синергетической идеологии, привлечение передовой технологии геоинформационного анализа и моделирования – позволяют оптимизировать общую стратегию и тактику комплексного исследования в целях повышения эффективности и надёжности реконструкций.

Литература

Картухин С.С. Проблемы многоцелевого аэрокосмического мониторинга природно-хозяйственных систем субъектов РФ // Идеи В.В. Докучаева и современные проблемы развития природы и общества. Материалы Международной научно-практической конференции «Идеи В.В. Докучаева и современные подходы к изучению природной среды, решению региональных социально-экологических проблем», г. Смоленск, 18–19 мая 2006 г. – Смоленск: Универсум, 2006, – С. 28–32.

Картухин С.С. Принципы синергетики в комплексном геоинформационном картографировании субъектов Российской Федерации // Геодезия и картография. – 2009а. – №10. – С. 42–46.

Картухин С.С. Создание концепции информационно-навигационной картографической системы «Цифровая Россия» // Проблемы региональной экологии. – 2009б. – №6. – С. 239–245.

Картухин С.С. Синергетический подход к геоинформационному моделированию природно-хозяйственных систем // В кн.: География и геоэкология на современном этапе взаимодействия природы и общества. – С-Пб., 2009в, – С. 780–786.

Картухин С.С., Карягин П.М., Поцелуев А.В. Проблемы изучения динамики морфолитосистем в речных бассейнах юга Дальнего Востока // Изучение природы, хозяйства и населения Сибири: – АН СССР, Иркутск, 1975. – С. 19–20.

Картухин С.С., Судакова Н.Г. Марковская парадигма географии – закономерности пространственно-временного развития природы // В кн.: Константин Константинович Марков. Москва – Смоленск, 2005. – С. 214–228

Картухин С.С., Судакова Н.Г. Палеогеографическая модель развития морфолитосистем // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Щукинские чтения – Труды. М.: Географический факультет МГУ, 2005 г. – С. 429–432.

Картухин С.С., Судакова Н.Г. Методологический аспект палеогеографического анализа геосистем. // В кн.: Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. – М.,2008, – С. 14–24.

Картухин С.С., Судакова Н.Г. Палеогеографическая обусловленность структуры и динамики геосистем // В кн.: География и геоэкология на современном этапе взаимодействия природы и общества. – С-Пб.,2009, – С. 182–187.

Ласточкин А.Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле (геотопология, структурная география и общая теория систем) – СПб.: Изд-во НИИХ СПбГУ, 2002. – 762 с.

Марков К.К. Палеогеография. – Изд-во Моск. ун-та, 1960. – 268 с.

Марков К.К. Пространство и время в географии. – Природа. – 1965. – №5. – С. 56–61.

Марков К.К. Воспоминания и размышления географа. М.: Изд-во МГУ, 1973. – 117 с.

Николаев В.А. К теории ландшафтного полигенеза // Вестн. Моск. ун-та, Сер. 5. География. – 2006. – №6 – С. 3–8.

Прогнозно-географический анализ территории административного района. – Изд-во «Наука». М., 1984. – 256 с.

Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины. – Изд-во Моск. ун-та. М.,1977. –198 с.

Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена центра Русской равнины. М.,2008. – 167 с.

Селиверстов Ю.П. Пространственно-временная организация геоморфологических систем. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1990. – 292 с.

Симонов Ю.Г. Избранные труды. М., 2008. – 384 с.

Симонов Ю.Г., Конищев В. Н., Лукашев А. А., Мысливец В. И., Никифоров Л. Г., Рычагов Г. И. Учение о морфолитогенезе и его место в географической науке // Вестн. Моск. ун-та, сер. 5, геогр. – 1998. – №4. – С. 41–54.

Симонов Ю.Г., Судакова Н.Г., Картухин С.С., Симонова Т.Ю. Геоинформационный анализ в исследовании палеогеографических систем // Вестн. Моск. ун-та, сер.5, геогр. – 2007. – №2. – С. 11–16.

Судакова Н.Г. Литогенная основа палеогеографических исследований //Проблемы палеогеографии и стратишграфии плейстоцена. М., 2000. – С. 11–34

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности плейстоценового морфолитогенеза как основа природных изменений // Структура, динамика и эволюция природных геосистем, том 1. Изд. Дом «Городец», Москва, 2004. – С. 513–537.

Судакова Н.Г. Палеогеографическая концепция литогенеза // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.,2008. С. 34–44.

Судакова Н.Г., Введенская А.И., Немцова Г.М. Палеогеографические подходы к решению геоэкологических проблем. // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М., 2000. – С. 128–148.

Чернавский Д.С. Синергетика и информация (динамическая теория информации) / Послеслов. Г.Г. Малинецкого. Изд. 2-е, испр. и доп. – М.: Едиториал УРСС, 2004. – 288 с.

Sudakova N.G. et al. Russia // Glacial deposits in North-East Europe. Rotterdam Brookfield, 1995. – P. 161–213.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 70, 2010 г.

ГЕОАРХЕОЛОГИЯ И ЭКОНОМИКА КАМЕННОГО ВЕКА О. САХАЛИН (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ): КОНЦЕПЦИИ И ПРОБЛЕМЫ

Я.В. Кузьмин

Введение

Изучение археологии острова Сахалин ведется с конца XIX в., однако лишь в середине XX в. оно стало систематическим; составной частью исследований палеолита, неолита и палеометалла являются работы по хронологии и природной среде. На Сахалине в данном направлении науки, известном как «геоархеология», в настоящее время наметился качественный прорыв, что позволило установить основные черты хронологии, палеогеографии и экономики археологических культур острова (см. важнейшие работы: [Кузьмин, 2005; Василевский, 2008]). Данная статья посвящена критическому анализу результатов геоархеологических исследований на Сахалине, полученных в последние 10–15 лет. Основное внимание уделено следующим аспектам: природная среда и хронология древних культур; палеонтологические материалы со стоянок древнего человека; источники обсидианового сырья; белковая диета древнего и этнографического населения; основные отрасли экономики и время их появления.

Концепция Я.В. Кузьмина

Автор занимается изучением природной среды древних культур Дальнего Востока России с конца 1970-х гг., неоднократно посещал о. Сахалин и работал на ряде археологических объектов острова. Результаты геоархеологических исследований древних культур эпох камня и палеометалла Сахалина изложены в серии работ, наиболее полной из которых является монография [Кузьмин, 2005, с. 106–109, 148–166]. Сущность концепции автора выражается в следующем.

Наиболее древним археологическим памятником Сахалина, надежно датированным радиометрическими методами, является стоянка Огоньки-5. Она существовала во время максимально сухого и холодного климата (пик последнего оледенения, 20000–18000 радиоуглеродных лет назад, далее – л.н.) (рис. 1), в условиях сильно разреженных елово-пихтовых лесов с участием кустарников; вероятно, в незначительном количестве сохранялись широколиственные породы. Для культурного слоя Огоньков-5 получена серия радиоуглеродных (далее – ^{14}C) дат в интервале 19440–17880 л.н.; имеется и более древняя ^{14}C дата 31130 л.н., валидность которой сомнительна. Памятник относится к позднему палеолиту; его каменная индустрия имеет ярко выраженный «микропластинчатый» характер [Василевский, 2008] и в этом сходна с опорными археологическими объектами смежных регионов (Приморье, Приамурье, Корея, о. Хоккайдо). Поскольку Сахалин в это время был соединен сухопутными «мостами» с материком и о. Хоккайдо, возможности для миграции древнего населения были весьма благоприятными, что подтверждается анализом источников обсидиана (см. ниже).

Памятники конца позднего палеолита на Сахалине изучены очень предварительно; достоверных данных относительно обитания человека около 18000–9000 л.н. нет (рис. 1). После значительного хиатуса в культурной последовательности о. Сахалин в этом интервале (за исключением единичных артефактов в пещере Останцевая на глубине 4.7–4.9 м [Gorbunov, 2002, p. 173], датированных около 11500 л.н.) около 9000 л.н. на смену палеолиту приходит неолит (рис. 1), отличительной чертой которого является присутствие керамических сосудов. Таким образом, голоценовые культурные комплексы Сахалина начинаются с раннего неолита, который на современном уровне изучения хронологии древних культур датируется около 8900–8800 л.н. (стоянки Адо-Тымово-2 и

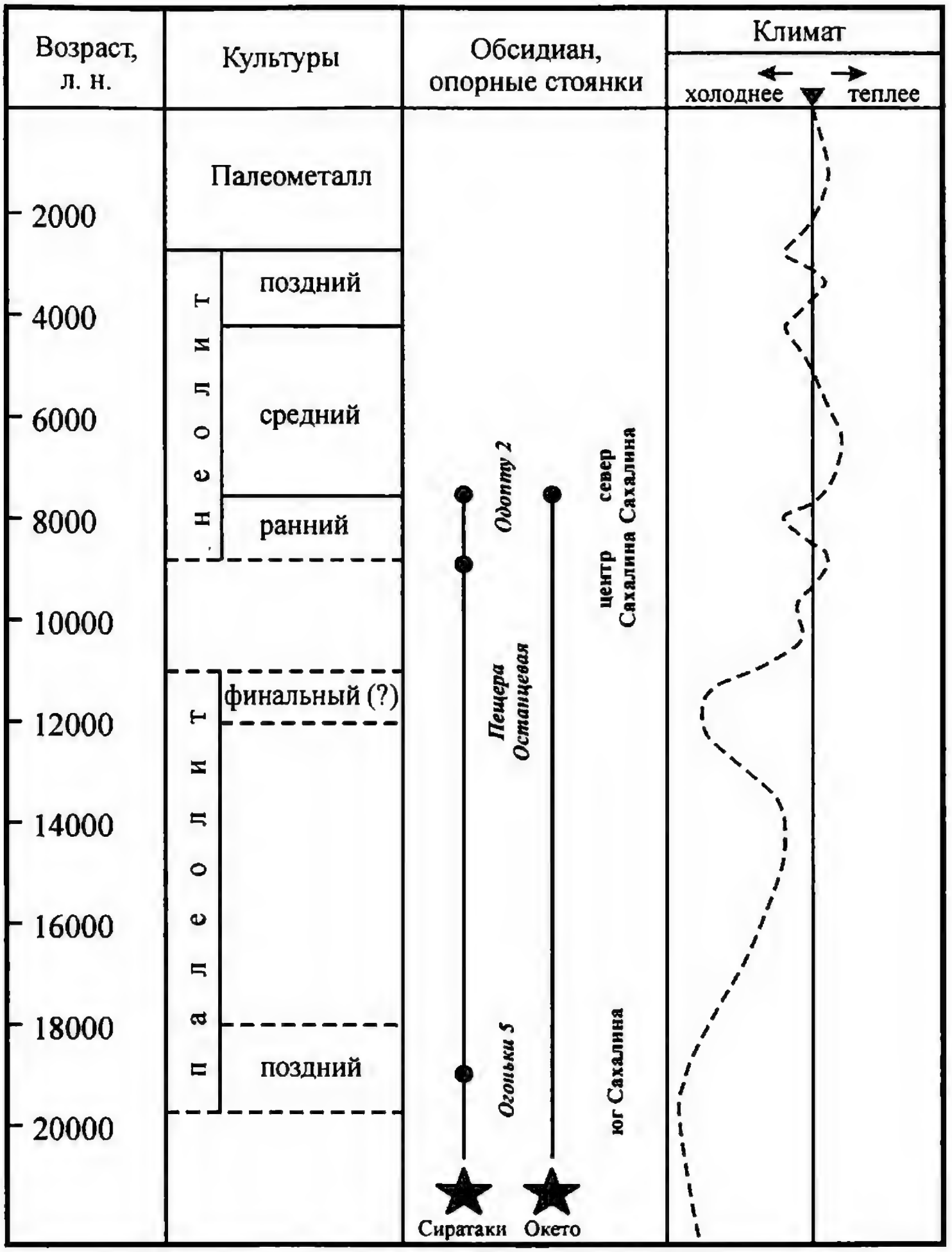


Рис. 1. Схема геоархеологии каменного века Сахалина (по [Кузьмин, 2005]; хронология неолита дана по [Василевский и др., 2009])

Стародубское-3; см. [Василевский, 2008; Kuzmin et al., 2004]). Около 11000–10000 л.н. исчезает сухопутная связь между Сахалином и Хоккайдо, образуется пролив Лаперуза.

Вслед за стоянками раннего неолита на Сахалине существовали памятники среднего и позднего неолита (рис. 1). К атлантическому (оптимальному) времени, около 6700–5800 л.н., приурочены памятники южно-сахалинской и ранней имчинской культур (средний неолит; рис. 1). В это время природный фон южной и центральной частей острова составляли хвойно-широколиственные леса (см. также: [Микишин, Гвоздева, 1996]). Стоянки позднего неолита (анивская культура, около 3000–2300 л.н.) датируются рубежом суббореального и субатлантического периодов и отвечают похолоданию. Природная обстановка представляла собой березово-темнохвойные леса с примесью широколиственных пород. Граница между неолитом и эпохой палеометалла на Сахалине

проводится около 2500–2300 л.н. (рис. 1). Культурные комплексы палеометалла и средневековья, выходящие за рамки данной работы, имеет возраст около 2300–300 л.н.

Возможности палеоэкономических реконструкций для каменного века Сахалина весьма ограничены, так как остатки фауны млекопитающих, рыб, моллюсков на памятниках палеолита и неолита крайне редки (см. [Алексеева и др., 2004]); на современном уровне изучены лишь отдельные известняковые пещеры (грот Тронный; пещеры Останцевая, Медвежьих Трагедий, Зигзаг, Муравейка), часто не содержащие следов пребывания человека в костеносных отложениях (см. [Кириллова, 2003; Kuzmin et al., 2005]). Высокая кислотность почв Сахалина препятствует сохранности костных остатков; на тех объектах, где окружающая среда более благоприятна (карстовые полости, «раковинные кучи»), примеры геоархеологических исследований до сих пор единичны. В связи с этим для реконструкции диеты населения палеометалла и этнографического периода был проведен анализ стабильных изотопов углерода и азота в коллагене костей [Roksandic et al., 1988; Kuzmin et al., 2007]. Выяснилось, что обитатели побережья Сахалина около 2500–400 л.н. употребляли в пищу в основном белок морского происхождения, что свидетельствует о высокой степени приморской адаптации в пост-неолитическое время.

Один из наиболее надежных методов определения миграций и контактов древнего населения – изучение источников каменного сырья; идеальным для этой цели является безводное вулканическое стекло (обсидиан), весьма редко встречающееся в природе и высоко ценившееся в древности за технологические свойства. Изучение на современном методическом уровне геохимического состава обсидиановых артефактов древних культур Сахалина показало, что все они имеют «импортное» происхождение из источников на соседнем с Сахалином о. Хоккайдо (Япония) – Сиратаки и Окето (рис. 1). Около 18000 л.н. обсидиан из источника Сиратаки был доставлен на юг Сахалина (стоянка Огоньки-5), на расстояние около 300 км по прямой. Около 7500 л.н. (оценка возраста стоянки Одоптy-2; см. [Василевский и др., 2010, с. 18]) хоккайдский обсидиан (источники Сиратаки и Окето) попал на самый север острова, на расстояние около 1000 км от источников (рис. 1). Эти данные свидетельствуют о значительном размахе доисторических контактов и миграций населения Сахалина и прилегающих районов Северо-Восточной Азии, достигавшем сотен километров.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что основой хозяйственной деятельности населения Сахалина в палеолите и неолите были охота на сухопутных животных, речное рыболовство и собирательство растений. *Прямых* свидетельств этого (костей млекопитающих и рыб, остатков растений и их плодов) практически нет (см. [Кузьмин, 2005, с. 148–154]); данный вывод основывается на общих представлениях об экономике каменного века Северо-Восточной Азии [Кузьмин, 2005]. Не существует надежных данных о морском зверобойном промысле и ловле рыбы в открытом море в неолите Сахалина (около 6000–2500 л.н.), хотя ранее автором высказывалось мнение о добыче морских млекопитающих на Сахалине уже около 6000 л.н. [Кузьмин, 2005, с. 150], со ссылкой на работу А.А. Василевского [2000] как источник первичной информации. Позднее выяснилось, что представленные А.А. Василевским данные нуждаются в проверке (см. ниже). В эпоху палеометалла (2300–300 л.н.) эксплуатация морских пищевых ресурсов (млекопитающие, рыбы, моллюски) на Сахалине документирована несравненно лучше (см., например: [Алексеева и др., 2004]), что подтверждено независимым анализом палеодиеты. Земледелие и скотоводство (за исключением собаки) на Сахалине никогда не были важной составляющей доисторической экономики.

Концепция А.А. Василевского и ее анализ

Другая принципиальная геоархеологическая модель каменного века Сахалина дана в монографии А.А. Василевского [2008]. Дать полное изложение концепции А.А. Василевского в настоящей статье по причине ограниченного объема не представляется возможным; заинтересованный читатель может самостоятельно с ней ознакомиться (монография доступна в Интернете: http://www.archaeologysakhalin.ru/records/library.html). Поскольку материалы А.А. Василевского, полученные в результаты его многолетних работ на Сахалине (с середины 1980-х гг.), опубликованы в развернутом виде впервые, более важным, на мой взгляд, представляется анализ и критическая оценка книги А.А. Василевского [2008]. Она является наиболее полным за всю историю изучения археологии каменного века Сахалина исследованием, в которое вошли как результаты собственно археологических работ, так и данные по хронологии, природной среде и экономике древнего населения, о которых пойдет речь.

Постановка исследования

Анализ работы А.А. Василевского [2008] необходимо начать с ее постановочных моментов. Так, указывается, что в монографии «Освещаются вопросы взаимодействия человека и природной среды плейстоцена и голоцена в островном и

прибрежном мире северного региона Восточной и Северо-Восточной Азии» [Василевский, 2008, с. 5]; «Изучение процессов освоения человеком каменного века островного и прибрежного мира Японского и Охотского морей потребовало корреляции природных событий четвертичного периода и этапов генезиса древних человеческих сообществ. Все это на новой научной основе с учетом новейших достижений археологии и смежных наук … В монографии рассматриваются вопросы взаимодействия человека и окружающей среды в районах перехода от материковой к островной суше и в условиях островной изоляции и глобальных колебаний климата и изменений уровня Мирового океана в среднем и позднем плейстоцене и голоцене» [Василевский, 2008, с. 7]; «Одной из основных идей, формирующих основу данного труда, является понимание того, что взаимоотношения человека и природы имеют сложный, многофакторный, далекий от линейной логики географического и социального детерминизма характер» [Василевский, 2008, с. 8]. В плане методологии работы отмечается, что «При решении конкретных проблем археологии каменного века изучаемой территории [о. Сахалин – *Я.К.*] использовались методы, предполагающие комплексный характер исследования. В том числе: сравнительно-морфологический, технико-типологический, трасологический и статистический методы изучения артефактов; анализ керамики с целью определения характера примесей в гончарном тесте и сравнения с ранее определенными специалистами эталонными образцами; послойная реконструкция и моделирование палеолитических памятников с учетом результатов трехмерного планиграфического анализа и ремонтажа артефактов; геоархеологический подход к анализу ископаемых объектов; стратиграфический, гранулометрический, спорово-пыльцевой, диатомовый, петрографический анализы, а также оптико-люминесцентное и радиоуглеродное датирование; калибровка (коррекция) радиоуглеродных дат по высокоточным шкалам, разработанным специалистами в области радиохронологии и др.» [Василевский, 2008, с. 10].

Принимая во внимание приведенные выше цитаты из монографии А.А. Василевского [2008], необходимо теперь оценить, насколько полученные им результаты соответствуют современному уровню науки в области изучения взаимодействия природной среды и человека в прошлом, и какие методологические приемы были использованы в работе.

Природные условия эпохи камня Сахалина

Важнейшим является наблюдение о том, что «Совмещение в одних слоях комплексов разных эпох и культур – типичная черта памятников северных регионов. Она также объясняется медленным осадконакоплением и небольшой мощностью культурных слоев большинства археологических объектов» [Василевский, 2008, с. 32–33]. Далее приводится развернутое изложение этого вывода: «Люди, приходя на одни и те же места, постоянно преображают их в соответствии со своими нуждами, при этом прямо вторгаясь в культурный слой. … на всей указанной территории [Северо-Восточной Азии – *Я.К.*] виду высокой влажности происходит постоянный смыв осадков на нижележащие уровни, и осадконакопление на высоких и средних террасах имеет замедленный характер. Дело усугубляет компрессия, во многих местах, особенно на севере, солифлюкция и повсеместно – корневая деятельность и активность землероев. В результате на большинстве геоархеологических объектов Сахалина, Приамурья и соседних территорий происходит совмещение разновременных культурных слоев, приводящее исследователей в заблуждение» [Василевский, 2008, с. 211]. Этот вывод имеет принципиальное значение для изучения геоархеологии Дальнего Востока России.

Интересным и важным является упоминание о находках японскими археологами в 1930–40-х гг. на южном Сахалине стоянок с обсидианом [Василевский, 2008, с. 22]. Это одно из первых свидетельств об использовании обсидиана для изготовления орудий на Сахалине; ранее об обсидиановых орудиях упоминал лишь И.С. Поляков [1884] (см. также [Василевский, 2008, с. 17]).

Представления о природной среде и климате плейстоцена и голоцена Сахалина [Василевский, 2008, с. 41–68] даются по литературным данным. Необходимо отметить, что основой плейстоценовой части обзора является монография А.Н. Александровой [1982], которая к середине 2000-х гг. устарела. Имеются более современные сводки по плейстоцену Сахалина (см., например: [Свиточ и др., 1991; Короткий и др., 1997а]), которые А.А. Василевским не использованы.

Вывод А.А. Василевского о том, что «… именно в периоды наиболее суровых климатических условий на Сахалине и Хоккайдо наблюдается повышение активности позднепалеолитических социумов. Это подтверждается увеличением, по сравнению с предшествующим периодом, числа стоянок, датированных в пределах 20–15 тыс. лет назад и в особенности 15–11 и 8–7 тыс. лет назад, т.е. относящихся к самому концу плейстоцена и раннему голоцену» [Василевский, 2008, с. 50], не обоснован. Для Сахалина нет ^{14}C дат по памятникам в интервале 15–11 тыс. л.н., а единственная ранняя ^{14}C дата 31130 л.н. на стоянке Огоньки-5 не является надежной (см. ниже). Таким образом, на

Сахалине неизвестны стоянки, датированные непосредственно до и после 20–15 тыс. л.н. ([Kuzmin et al., 2004, p. 355]; см. рис. 1).

Заключение о формировании пролива Лаперуза около 13–12 тыс. л.н. ([Василевский, 2008, с. 51, с. 285, рис. 1]) крайне важно для изучения взаимодействия человека и природы на Сахалине. За критическую отметку уровня Японского и Охотского морей, когда началось формирование пролива, А.А. Василевский принимает глубину 60 м. Такая оценка представляется заниженной. Если принять, что неотектонические движения в районе пролива Лаперуза невелики (а оценить их амплитуду на научной основе практически невозможно), то за критическую величину необходимо принять современную глубину порога пролива, которая составляет 50 м [Охотское море, 1981]. В этом случае начало его формирования на основании сводных работ по Японскому и Охотскому морям датируется около 11–10 тыс. л.н. (рис. 2) (см. [Короткий, 1982; Мечетин, 1988; Рязанцев, 1994; Кузьмина, Талденкова, 2000]). Для о. Хоккайдо надежных данных о положении уровня моря в интервале 15–10 тыс. л.н. нет. На о. Хонсю в районе залива Токио уровень океана достиг отметки -50 м около 11–10 тыс. л.н. (рис. 2). Таким образом, время образования пролива Лаперуза может быть оценено как *не ранее* 11–10 тыс. л.н.

Связь положения древних памятников с колебаниями уровня моря является одним из наиболее важных выводов А.А. Василевского в геоархеологическом аспекте. Так, он подчеркивает, что «Представленные в работе данные об изменениях природной среды, и прежде всего о колебаниях уровня Охотского и Японского морей, начиная с конца среднего плейстоцена, подтверждаются объективными показателями об особенностях расположения древних поселений разных эпох в прибрежной зоне. Эти данные нашли свое подтверждение и были оглашены на международном симпозиуме Комиссии по изучению четвертичного периода – ИНКВА в г. Находка в 1988 г.» [Василевский, 2008, с. 10–11]. Однако верификации этого тезиса нет. Так, в упомянутых материалах симпозиума в Находке (см. [Василевский, 1988]) приводятся данные о том, что поселения среднего голоцена всегда расположены выше 12 м над уровнем моря, тогда как поздние памятники встречаются на гораздо более низких гипсометрических отметках. Из этого А.А. Василевский [1988, с. 19] сделал вывод о том, что терраса высотой 4 м на южном Сахалине освободилась от воды не ранее 3000 л.н. Однако новейшие данные об изменениях уровня моря в голоцене на западном Сахалине [Короткий и др., 1997а, с. 151] говорят о том, что максимальный уровень (+ 3–4 м по отношению к современной отметке) существовал около 6–5 тыс. л.н. Таким образом, выводы А.А. Василевского не имеет надежного подтверждения. Памятники, расположенные выше максимального уровня моря в голоцене, могут иметь любой возраст (см., например: [Кузьмин, 2002, с. 81]).

Вывод о том, что «… в довольно краткие сроки в конце плейстоцена в регионе происходило замещение одной фауны другой» [Василевский, 2008, с. 140], является слишком общим и ничего не добав-

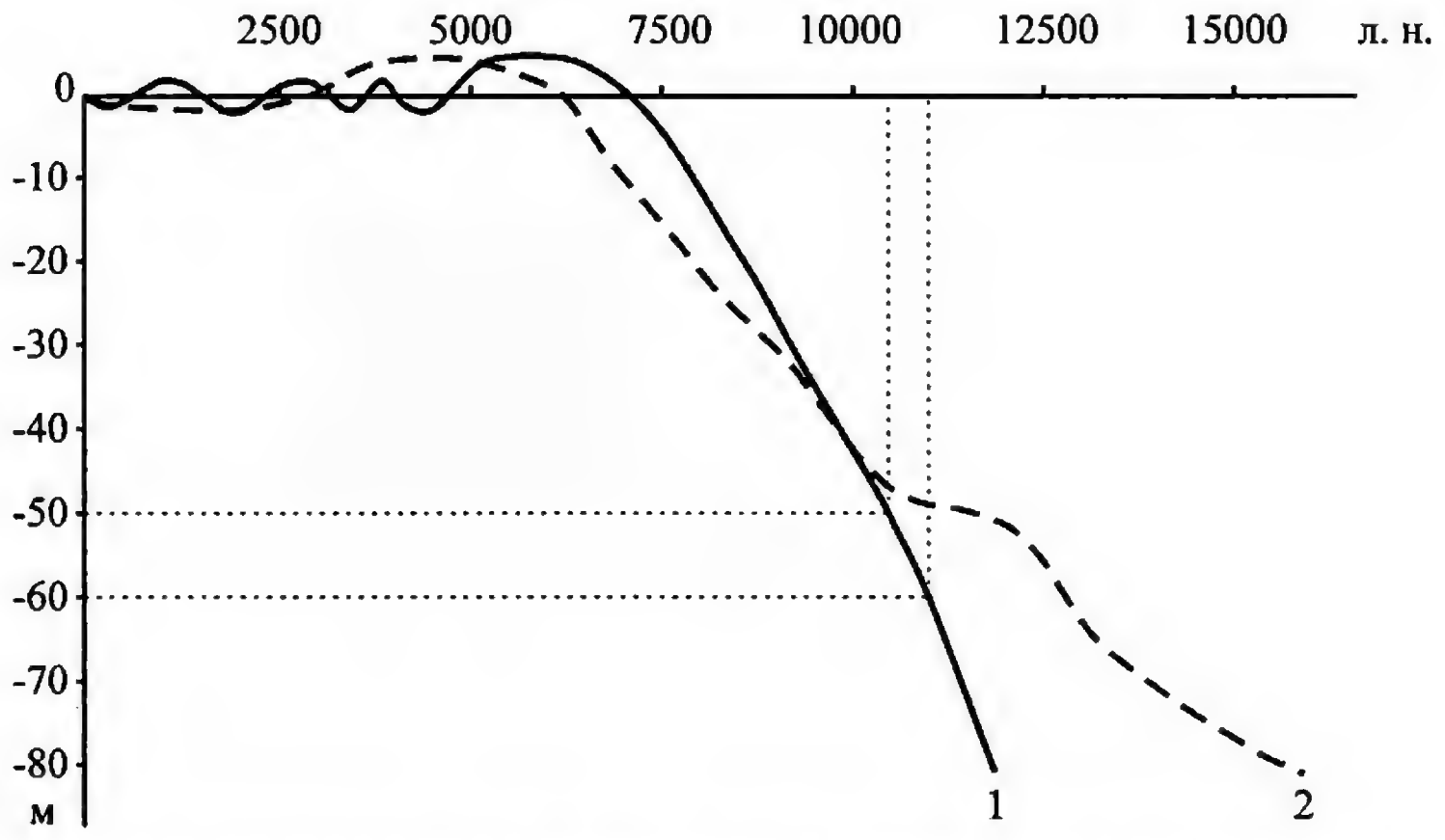


Рис. 2. Изменения уровня Японского моря и Тихого океана в позднеледниковье и голоцене
1 – Японское море (по [Короткий, 1982; Короткий и др., 1997а]); 2 – Тихий океан, залив Токио (генерализованная кривая, по [Yoshikawa et al., 1981, p. 138])

ляет к скудным знаниям о четвертичной фауне Сахалина (см. [Василевский, 2008, с. 48–60]). Он также противоречит данным по фауне позднеледниковья из грота Тронного (около 15900–12400 л.н.), где присутствуют только живущие в настоящее время виды (см. [Василевский, 2008, с. 156, 278]).

Приморская адаптация населения Сахалина в каменном веке

А.А. Василевский [2008] представил все имеющиеся по стоянкам каменного века Сахалина данные о находках ископаемых остатков фауны и флоры, в чем состоит его заслуга в исследовании адаптации древнего населения острова. Одним из ключевых для концепции А.А. Василевского является вывод о широком использовании морских пищевых ресурсов в неолите. В качестве доказательств приводятся данные о единичных остатках морских животных – кость нерпы в жилище 3 стоянки Кузнецово-3 (^{14}C даты около 6000–5700 л.н.) [Василевский, 2008, с. 58, 190]); «… обломки пористой кости морского зверя и тут же каменная фигурка кита …» [Василевский, 2008, с. 58] и «… обгорелые косточки птиц и морских животных» в жилище 154 стоянки Стародубское-3 (^{14}C дата около 6600 л.н.) [Василевский, 2008, с. 191].

Насколько мне известно, квалифицированного зооархеологического изучения кости нерпы со стоянки Кузнецово-3 проведено не было (по крайней мере, публикации по этому вопросу отсутствуют), как и не определена принадлежность пористой кости и обгорелых костей из Стародубского-3 морским животным. Из сводки по фауне животных и моллюсков из археологических памятников Сахалина [Алексеева и др., 2004] известен единственный неолитический объект Правда 2 с находками морских моллюсков, не изученный в достаточной степени и не датированный ^{14}C методом. Соответственно, выводы А.А. Василевского [2008, с. 58, 64, 199–200, 228] о приморской адаптации неолитического населения Сахалина неубедительны. Экстраполяция на неолит данных по памятникам раннего железного века и этнографических наблюдений, равно как и положения неолитических стоянок в устьях рек и на берегах лагун [Василевский, 2008, с. 59], не являются доказательствами широкого использования в новокаменном веке морских пищевых ресурсов.

В качестве одного из аргументов в пользу присутствия приморской адаптации в неолите Сахалина приводятся данные о стоянке культуры сони на о. Монерон, куда можно было попасть только с помощью плавательных средств (лодок) и прожить лишь путем эксплуатации морских ресурсов [Василевский, 2008, с. 199]. Не исключая возможность наличия средств судоходства в среднем неолите Сахалина, следует отметить, что данный памятник (Бухта Кологераса) изучен очень предварительно – например, для него нет ^{14}C дат, и собственно археологические данные очень скудные; поэтому принимать данный аргумент необходимо с большой осторожностью. Данные по «… останкам ихтио- и терриофауны [так в тексте – *Я.К.*] в культурных слоях [культуры сони – *Я.К.*] …» [Василевский, 2008, с. 200] чрезвычайно бедны (см. выше). То же самое можно сказать об имчинской культуре, датируемой 5800–3700 л.н. [Василевский, 2008, с. 213], для которой «Морской зверобойный промысел и морское собирательство, вероятно, были развиты» [Василевский, 2008, с. 210] – *прямых* доказательств существования этих отраслей экономики нет! Попытка «спроецировать» на средний неолит «… экономические модели племен Нижнего Амура и Северного Сахалина XIX – первой половины XX в. …» [Василевский, 2008, с. 210] неправомерна.

Таким образом, утверждать, что приморская адаптация в неолите Сахалина имела место (особенно на ранней стадии!), на мой взгляд, преждевременно. В качестве примера изучения морского промысла археологическими и другими методами можно привести сборник под редакцией Н.Н. Гуриной [Рыболовство и морской промысел …, 1991] и некоторые работы по Дальнему Востоку России (см., например: [Кузьмин, 2005]), где выводы о наличии (или отсутствии) эксплуатации морских ресурсов сделаны на основании *прямых* свидетельств (наличие костей морских млекопитающих и раковин морских моллюсков в культурных слоях; изотопные данные по коллагену костей древних людей).

В последнее время В.А. Грищенко [2009] попытался с помощью косвенных данных – таких, как топография памятников раннего неолита – доказать наличие в это время (около 8000–7000 л.н.) прибрежной адаптации на Сахалине. Использование непрямых свидетельств идет вразрез с принятой на международном уровне методикой изучения приморской адаптации (см., например: [Erlandson, Fitzpatrick, 2006]).

Палеолит Сахалина

Весьма важными для археологии всей Восточной Азии является развернутая информация о наиболее раннем, по мнению А.А. Василевского, археологическом памятнике Сахалина – нижнепалеолитической стоянке Сенная-1. Введение в научный оборот новых данных о стоянке с весьма архаичными орудиями и ее геоархеологическая характеристика являются серьезным вкла-

дом в знания древнейшего прошлого Дальнего Востока России.

Обоснование ее геоморфологического положения сделано с использованием данных А.Н. Александровой [1982]; упоминается о «… карте террас, составленной А.Н. Александровой …» [Василевский, 2008, с. 72]. Однако при внимательном знакомстве с первоисточником выясняется, что такой карты в работе А.Н. Александровой нет, а есть лишь *схема* основных неотектонических и геоморфологических районов [Александрова, 1982, вкладка, рис. 2]. Опорных разрезов террас среднего плейстоцена вблизи стоянки Сенная-1 нет (см. [Александрова, 1982, с. 99–112]). Таким образом, вывод о том, что стоянка Сенная-1 приурочена к морской террасе среднего плейстоцена возрастом 400–200 тыс. лет, основан лишь на мнении А.А. Василевского [2008, с. 72, 90].

Генезис отложений стоянки Сенная-1, на мой взгляд, изучен в недостаточной степени. Для разреза мощностью 2.5 м отобрано и исследовано лишь 5 образцов (см. [Василевский, 2008, с. 248–252]). Гранулометрический анализ [Василевский, 2008, с. 249] проведен поверхностно, и получить какие-либо научно обоснованные выводы о генезисе осадков на его основании – «Слои 9 и 10 имеют лагунный генезис, слои 8 – 3 аллювиально-пролювиального происхождения, слои 2-1 сформировались вследствие медленного склонового накопления» [Василевский, 2008, с. 75] – не представляется возможным. Можно согласиться с выводом об аллювиально-пролювиальном генезисе отложений стоянки Сенная-1 [Василевский, 2008, с. 75]; на это указывает и весьма неровные кровля и подошва слоев 2–9 разреза памятника (см. [Василевский, 2008, с. 292, рис. 12]). Вероятнее всего, пролювиальный и делювиальный материал в разрезе существенно превышает количество аллювиальных осадков, а значит – можно ожидать переотложения материала с более высоких гипсометрических отметок. Поэтому радиометрические даты для Сенной-1 (154 ± 15 – 197 ± 32 тыс. лет назад), полученные методом оптически стимулированной люминесценции [Василевский, 2008, с. 246–247], следует рассматривать с определенной осторожностью, так как при переотложении зерен размером 1–50 микрон материал раннего возраста мог попадать в более поздние осадки.

Спорово-пыльцевой анализ осадков стоянки Сенная-1, проведенный по 4 образцам [Василевский, 2008, с. 250–252], по моему мнению, не дает оснований для отнесения памятника к среднему плейстоцену. Количество выделенной пыльцы и спор очень невелико – от 1–2 до 47–75 зерен; дать какое-либо надежное заключение о возрасте осадков по такому скудному материалу невозможно. Находка единичного пыльцевого зерна водного растения явно недостаточна для обоснования аллювиального фактора осадконакопления на стоянке [Василевский, 2008, с. 251]. Как результат, вывод о том, что «… аллювий террасы р. Сенной следует относить к одному из кратковременных потеплений климата – межледниковых эпизодов в рамках холодной – ледниковой эпохи во второй половине среднего плейстоцена» [Василевский, 2008, с. 252], не обоснован фактическим материалом в должной степени.

Несколько слов о древнейших памятниках палеолита Китая, обсуждаемых в монографии А.А. Василевского [2008, с. 92]. Возраст 2.4–1.8 млн. лет назад для стоянок Рензидонг и Лонгупо очень маловероятен, как показано в ряде работ (см., например: [Gao et al., 2003]). Для памятника Чжоукоутянь новые данные говорят о более древнем, чем Сенная-1, возрасте – вплоть до 700–800 тыс. лет назад (см., например: [Keates, 2001; Shen et al., 2009]).

Значительная часть работы А.А. Василевского [2008, с. 104–136] посвящена позднему палеолиту Сахалина и Хоккайдо. Опорным объектом этого времени на Сахалине является стоянка Огоньки-5, приоритет открытия и исследования которой принадлежат А.А. Василевскому. Рассмотрена также проблема «позднего палеолита с галечной традицией» (см. [Василевский, 2008, с. 34–36]); убедительно показано, что стоянка Адо-Тымово, до недавнего времени считавшаяся древнейшей на Сахалине [Голубев, Лавров, 1988], находится в переотложенном состоянии, а в культурном слое присутствуют артефакты и более поздних эпох, включая неолит и палеометалл [Василевский, 2008, с. 36]. Таким образом, стоянка Адо-Тымово в настоящее время не может рассматриваться как палеолитический объект в положении *in situ*. Данный вывод – несомненная заслуга А.А. Василевского.

Основной культурный слой памятника Огоньки-5 (№ 2б) датирован около 19400–18900 л.н.; для слоя № 3 получено две ^{14}C даты – 17860 ± 120 л.н. (AA-23127) и 31130 ± 440 л.н. (AA-23128) [Василевский, 2008, с. 105, 279]. На мой взгляд, связь даты 31130 л.н. со слоем № 3 сомнительна – ведь его инвентарь отвечает концу позднего палеолита, с которым связана серия ^{14}C дат 19400–18900 л.н. Решить данную проблему можно только путем дополнительного ^{14}C датирования слоя № 3.

Для характеристики природной среды стоянки Огоньки-5 приводятся данные спорово-пыльцевого анализа ([Василевский, 2008, с. 112–113]; см. также Приложение 8: [Василевский, 2008, с. 260–262]), однако при этом допущена неточность – по моим дневниковым записям (а именно я отбирал на Огоньках-5 пробы

на спорово-пыльцевой анализ в июле 1996 г.), культурный слой позднего палеолита залегает на глубине 0.42–0.14 м. Именно для этого интервала (а не для глубины 0.75–0.55 м; [Василевский, 2008, с. 112]) реконструируются ландшафты разреженных елово-пихтовых лесов [Кузьмин, 2005, с. 107], что хорошо согласуется с общей картиной природной среды Сахалина времени максимума последнего похолодания [Александрова, 1982; Короткий и др., 1997б].

Второй памятник позднего палеолита Сахалина, рассмотренный А.А. Василевским – Сокол. Надо отметить, что он все еще недостаточно исследован – систематических раскопок не проводилось; нет ^{14}C дат, хотя указывается на находки угольков [Василевский, 2008, с. 115]. Вслед за Р.С. Васильевским и др. [1982, с. 96] повторяются даты, «… полученные по обсидиану …» [Василевский, 2008, с. 117] – 16300 и 11800 лет назад. На самом деле никаких «дат» для стоянки Сокол в хронологическом понимании не существует. Обратившись к первоисточнику, можно увидеть, что «Образец № 7 со стоянки Сокол совпадает со стандартным образцом поселения Хорокадзава (Сиратаки *1*), имеющим возраст 16 300 лет, образец № 6 [со стоянки Сокол – *Я. К.*] – со стандартным образцом стоянки Окето, датированным в диапазоне 12 800–11 800 лет, а образец № 4 [также со стоянки Сокол – *Я. К.*] – с образцом стоянки Сиратаки 2 возрастом 15 000–13 000 лет» [Васильевский и др., 1982, с. 96]. Там же указано, что датирование проводилось методом fission-track (треков осколков деления урана), а ведь он определяет возраст *обсидиана*, а не изготовленных из него *артефактов*.

Третий объект позднего палеолита острова – стоянка Олимпия-5, также исследованная предварительно. Утверждается, что «Ценность заготовок из обсидиана у древних обитателей Олимпии, в связи с удалением от источника сырья на 400 км, была высокой» [Василевский, 2008, с. 120]. Остается неясным, как получены эти данные. В сводках по источникам обсидианового сырья древних культур Сахалина (см., например: [Вулканические стекла …, 2000, с. 150–151]) нет образцов с Олимпии-5. Насколько мне известно, анализов обсидиана Олимпии-5 с целью определения источника не проводилось.

В отношении характеристики позднего палеолита Сахалина у А.А. Василевского есть недостатки, на которые следует обратить внимание. Вывод «Четвертый, заключительный этап позднего палеолита датирован по радиокарбону в границах 16–12 тысяч лет» [Василевский, 2008, с. 133] неверен, так как таких ^{14}C дат не существует (см. выше). Приведенные даты [Василевский, 2008, с. 278], обозначенные как «Поздний палеолит», либо получены для совершенно недостаточно изученного памятника Останцевая (см. [Gorbunov, 2002]), либо не имеют прямого отношения к археологии (грот Тронный). Таким образом, ряд ключевых выводов о хронологии позднего палеолита [Василевский, 2008, с. 133] не подтвержден фактическими данными. Приходится констатировать, что пока на Сахалине есть только один сравнительно хорошо изученный памятник позднего палеолита – Огоньки-5.

Неолит Сахалина

В монографии А.А. Василевского [2008] впервые за более чем столетнюю историю исследований древностей Сахалина дана схема периодизации и хронологии неолита. Несомненная заслуга А.А. Василевского состоит и в накоплении и интерпретации большого количества ^{14}C дат неолита и раннего палеометалла Сахалина, которых в настоящее время насчитывается уже около 130 (см. [Василевский, 2008, с. 264–279]).

В начале изложения неолитических материалов дается представление о переходе от палеолита к неолиту и о начальном и раннем неолите Сахалина [Василевский, 2008, с. 139–160]. Необходимо сразу оговорить, что понимается под неолитом. В российской археологии главным признаком неолита была и остается керамика (см. [Неолит …, 1996]); этой же позиции придерживается и А.А. Василевский, хотя и не говорит об этом определенно (см. [Василевский, 2008, с. 139, 144] и далее). В свете этого для отнесения ряда памятников Сахалина к неолиту, по моему мнению, не хватает оснований: так, керамики нет на стоянках Огоньки-5 (горизонт 1), Олимпия-1, Сокол, Старорусское-2, Имчин-1, Одопту-3 ([Василевский, 2008, с. 185, с. 354, рис. 77]). Упомянутые объекты как «Памятники возрастом 13–8 тыс. лет без керамики» (см. легенду к рис. 77: [Василевский, 2008, с. 354]) не имеют отношения к стоянкам «… начального неолита с ранней керамикой …» (см. название рис. 77: [Василевский, 2008, с. 354]).

В.А. Грищенко, развивая концепцию А.А. Василевского [2008], принял в качестве основного критерия выделения неолита эксплуатацию морских ресурсов: «Содержанием понятия «неолитизация» в островном регионе является переход к высокоспециализированному присваивающему хозяйству, основанному на эксплуатации биоресурсов моря» [Грищенко, 2009, с. 19]. Практически все приведенные В.А. Грищенко признаки раннего неолита, за исключением керамики («шлифовка и орудия деревообработки, дистанционные орудия (наконечники стрел, дротиков), вкладышевая техника, жилища-полуземлянки», см. [Гри-

щенко, 2009, с. 20]), что приводит, по его мнению, к изменениям «в экономике ранненеолитических коллективов островов: ориентация на биоресурсы моря, оседлость, широкое распространение обменной деятельности» [Грищенко, 2009, с. 20], хорошо известны в *мезолите* Северной Европы – культурах маглемозе и эртебёлле (см., например: [Кларк, 1953, с. 70–97]). Называть эти культуры *неолитическими*, тем не менее, никто из серьезных исследователей не спешит (см. последнюю сводку: [Bailey, Spikins, 2008]). Вероятно, в Восточной Азии именно керамика является главным критерием неолитической эпохи, с чем согласно подавляющее большинство исследователей (см. обзор: [Кузьмин, 2004]).

Хронологические рамки начала неолита Сахалина – 13–7 тыс. л.н. – определяются «… в соответствии с датами ранней керамики в соседних с Сахалином регионах …» [Василевский, 2008, с. 139]. Столь дальняя и широкая корреляция, на мой взгляд, является спорной. Для обоснования хронологии перехода от палеолита к неолиту на Сахалине [Василевский, 2008, с. 139] повторяются «даты» стоянки Сокол (см. выше). Даты по пещере Останцевой (16–9 тыс. л.н.) использовать для целей данной главы невозможно, так как на памятнике нет керамики (см. [Gorbunov, 2002]), а в гроте Тронный вообще нет несомненных артефактов (см. [Василевский, 2008, с. 154–157; с. 363–364, рис. 87–88]). Можно считать твердо установленным, что к начальному неолиту Сахалина относятся стоянки Стародубское-3 (с ^{14}C датой 8860 л.н. и достаточно примитивной керамикой, см. [Василевский, 2008, с. 149–151]), и Адо-Тымово-2 (около 8780–7520 л.н. [Василевский, 2008, с. 151]).

Излагая данные по начальному и раннему неолиту Сахалина, А.А. Василевский допускает ряд неточностей. Так, если возраст керамики Сахалина может быть определен около 9000 л.н. [Василевский, 2008, с. 162], то такой же возраст для древнейшей керамики Хоккайдо неверен – уже есть данные о ее присутствии на этом острове около 12400–12100 л.н. [Yamahara, 2006]. Предположение о том, что обсидиан в Приморье (стоянка Осиновка) может происходить из источников на о. Хоккайдо [Василевский, 2008, с. 163], изначально высказанное Я.В. Кузьминым с соавторами (см. [Kuzmin et al., 2002, p. 512]), не подтвердилось в ходе дополнительных исследований.

При рассмотрении памятников среднего и позднего неолита Сахалина А.А. Василевский значительное место уделил реконструкциям миграций населения с материка на остров; при этом иногда его аргументация не соответствует имеющимся фактам. Так, он считает, что обмен обсидианом между Хоккайдо и Сахалином в среднем неолите (культура сони, 6700–5700 л.н. [Василевский, 2008, с. 189]) прерывается: «Обсидиановый обмен, по сути, прерывается именно с появлением культуры сони. Несколько более ранние памятники с микропластинками на Сахалине всегда включают обсидиан. На стоянках Сони обсидиан редок и, как правило, происходит из более ранних слоев» [Василевский, 2008, с. 199]. Однако, по последним данным (см. [Kuzmin, Glascock, 2007]), на 38 памятниках палеометалла Сахалина (а это 66% от изученных стоянок), существовавших после 3000 л.н., присутствует обсидиан с о. Хоккайдо. Сходная информация есть в коллективной монографии – в главе, соавтором которой является А.А. Василевский (см. [Вулканические стекла …, 2000, с. 88–106]). Неясно, что заставило его изменить позднее точку зрения, так как принципиально новых данных с 2000 г. не получено.

Общая оценка концепции А.А. Василевского

Проведя критический анализ монографии А.А. Василевского [2008], необходимо оценить, какие из заявленных методов исследований были применены на стоянках каменного века Сахалина. Приходится констатировать, что одни из них (геоархеологические) были использованы в минимальном объеме, а результаты применения ряда других (трасологический и статистический) вообще не упоминаются. Результаты палинологических исследований культурных слоев неолита Сахалина (см. [Василевский, 1992]) не использованы; у А.А. Василевского нет собственных анализов керамики.

Квинтэссенция монографии А.А. Василевского представлена на рис. 63 [Василевский, 2008, с. 340; см. также с. 226–231] «Синхронизация событий в системе «социум – природная среда» в позднем плейстоцене (позднем палеолите) и первой половине голоцена (в неолите) на Сахалино-Хоккайдском п-ове в хронологическом интервале 35–5 тысяч радиоуглеродных лет» (см. рис. 3 в настоящей статье). Очевидно, что выводы о существовании приморской адаптации с 12000 л.н. и мореходства с 9000 л.н. не обоснованы. А если это так, то «… модель эпохи неолита и ее региональных вариантов на Дальнем Востоке России» [Василевский, 2008, с. 139] не может быть принята безоговорочно.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что основные задачи работы А.А. Василевского [2008] остались все еще нерешенными в строгом научном смысле. Так, «новая концепция первоначального заселения острова Сахалина» [Василевский, 2008, с. 232] не обоснована в соответствии с современными методическими стандартами; в

1950
←C14

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭПОХА	ГОЛОЦЕН	ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН	
АРХЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭПОХА	НЕОЛИТ (ПЕРЕХ ПЕРИОД ИЛИ НАЧ НЕОЛИТ)	ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЛИТ	
ПАМЯТНИКИ САХАЛИН	11400+/-100 ОСТАНЦЕВАЯ АДО-ТЫМОВО-2 8780+/-135 СТАРОДУБСКОЕ-3	ОГОНЬКИ 5,8 17860+/-120 ОГОНЬКИ 6,7 Олимпия 5 Читинка 19440+/-140 19380+/-180	ОГОНЬКИ 5 31130+/-440 (?)
ТЫСЯЧ ЛЕТ НАЗАД (C14)	5000 10000 12000 15000	20000 22340+/-170 25000	30000
Памятники ХОККАЙДО	Дзёмон Хигаси Рокуго Оаса Ятиё Накамото	КАСИВАДАЙ-1 Сиратаки-1 20790+/-160 Санкакуяма Ками-Сиратаки 7-8 18830+/-150 Камисихоро-Симаки Тарукиси	КАСИВАДАЙ-1 37350+/-550 (?)
ПРОЛИВЫ	НЕВЕЛЬСКОГО	ЛАПЕРУЗА	
ОСТРОВ ПОЛУОСТРОВ	ОСТРОВ САХАЛИН / ПАЛЕОСУША САХАЛИН-МАТЕРИК	СУХОПУТНЫЙ МОСТ ПАЛЕОСУША"МАТЕРИК-САХАЛИН-ХОККАЙДО- КУРИЛЫ"	ПАЛЕОСУША САХАЛИН-МАТЕРИК
КЛИМАТ	ТЕПЛО КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА	ПОТЕПЛЕНИЕ ХОЛОД КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА	ПОХОЛОДАНИЕ ТЕПЛО
ФАУНА	СОВРЕМЕННАЯ ФАУНА	МАМОНТОВАЯ ФАУНА	
ФЛОРА	ЛЕСА	ЛЕСА.....лесо-тундра.. ТУНДРА .... ЛЕСО-ТУНДРА ... .ЛЕСА	
ЭКОНОМИКА ОБРАЗ ЖИЗНИ	ПРИМОРСКАЯ АДАПТАЦИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПРИМОРСКИЙ ОБРАЗ ЖИЗНИ, ОСЕДЛОСТЬ,МОРЕПРОДУКТЫ	ОХОТА, СОБИРАТЕЛЬСТВО, ПРЕИМУЩЕСТВЕННО МЯСНАЯ И РАСТИТЕЛЬНАЯ ПИЩА,СЕЗОННЫЕ МИГРАЦИИ	
МАТЕРИАЛЬНАЯ КУЛЬТУРА	КЕРАМИКА	ШЛИФОВАННЫЕ ТЕСЛА	?
	МЕТАТЕЛЬНЫЕ ОРУДИЯ		
	Техника отщепов	Техника микро расщепления, микропластины, вкладышевая и бифасиальная техника	?
	МОРЕХОДСТВО.....	СЫРЬЕВОЙ ОБМЕН В РЕГИОНЕ	?
	ПОЛУЗЕМЛЯНКА.....	НАЗЕМНЫЕ ЗИМНИЕ ЖИЛИЩА	?

Рис. 3. Природная среда и древний человек Сахалина в эпоху камня (по [Василевский, 2008, с. 340])

изучении стоянки Сенная-1 остается еще много вопросов, требующих ответов. Вопросы взаимодействия человека и природной среды и корреляция «природных событий четвертичного периода и этапов генезиса древних человеческих сообществ» [Василевский, 2008, с. 7] пока не изучены в необходимой степени. Нет достоверных данных о приморской адаптации населения Сахалина в неолите. Рубежи взаимодействия природы и древних обществ Сахалина строго не обоснованы, а механизм самого взаимодействия в полной мере не раскрыт.

Заключение

Наиболее важными выводами по геоархеологии каменного века Сахалина [Кузьмин, 2005] являются: 1) заселение острова надежно документировано начиная с 19000 л.н.; в это время уже существовал активный обмен обсидианом с соседним о. Хоккайдо, соединенным с Сахалином сухопутным «мостом»; 2) с распадом «моста» и образованием пролива Лаперуза около 11000–10000 л.н. контакты населения Сахалина и Хоккайдо и обмен обсидианом не прекращаются; 3) в голоцене на Сахалине развиваются неолитические (керамические) культуры, существовавшие около 9000–2500 л.н. на фоне изменяющихся природных условий; 4) наземная охота, речное рыболовство и собирательство растений в палеолите и неолите Сахалина очень слабо документированы, но, вероятно, составляли основу жизнедеятельности населения; 5) морское собирательство и охота на морских млекопитающих в неолите Сахалина пока не имеют надежного обоснования, и, вероятно, не имели широкого распространения; 6) около 3000–2500 л.н., в самом начале эпохи палеометалла, происходит резкая интенсификация приморских отраслей экономики, которые становятся доминирующими в последующие эпохи (палеометалл, средневековье); это, вероятно, связано с изменениями природной среды, но механизм данного явления пока слабо изучен.

Анализ концепций геоархеологии Сахалина позволяет наметить основные закономерности процесса взаимодействия древнего человека и природной среды, а также выявить ряд недостатков и проблем в геоархеологических исследованиях, решение которых назрело. О выделении этапов и рубежей взаимодействия природной среды и древнего человека, а также о корреляции природных событий и рубежей с этапами развития древних культур Восточной Азии опубликована серия работ автора (см., например: [Кузьмин, 2002, 2005]), а также дан исчерпывающий обзор по этим проблемам (см.: [Кузьмин, 2005, с. 23–24, 190–200]). Считаю, что специалистам, активно работающим в дальневосточном регионе, не мешает познакомиться с этими источниками.

Остается надеяться, что в ближайшие годы будут получены новые данные по природной среде, хронологии, фауне млекопитающих, рыб и моллюсков каменного века Сахалина, которые позволят решить насущные проблемы геоархеологии этого крупнейшего острова Дальнего Востока России.

Литература

Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 192 с.

Алексеева Э.В., Раков В.А., Горбунов С.В. Каталог археологических памятников Сахалина с раковинными кучами и остатками фауны. Тымовское, Сахалинск. обл.: Тымовский краеведческий музей, 2004. 82 с.

Василевский А.А. Голоценовые колебания Охотского и Японского морей и топография археологических памятников на побережьях южного Сахалина // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. Т. 2. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 18–19.

Василевский А.А. Сахалин но сисеки дзидай [Неолитические культуры острова Сахалин] // Хоккайдо Кокогаку [Археология Хоккайдо]. 1992. № 28. С. 115–136 (на японск. яз.).

Василевский А.А. К понятию «неолит» и его периодизации на о-ве Сахалин // Вперед … в прошлое. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 150–160.

Василевский А.А. Каменный век острова Сахалин. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжн. изд-во, 2008. 409 с.

Василевский А.А., Грищенко В.А., Кузьмин Я.В., Орлова Л.А. Хронология и периодизация неолита на Сахалине и Курильских островах (по данным радиоуглеродного датирования) // Культурная хронология и другие проблемы в исследованиях древностей востока Азии. Хабаровск: Хабаровский краевой краеведческий музей, 2009. С. 74–82.

Василевский А.А., Грищенко В.А., Орлова Л.А. Периодизация, рубежи и контактные зоны эпохи неолита в островном мире дальневосточных морей (в свете радиоуглеродной хронологии памятников Сахалина и Курильских островов) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2010. № 1(41). С. 10–25.

Васильевский Р.С., Лавров Е.Л., Чан Су Бу. Культуры каменного века Северной Японии. Новосибирск: Наука. 1982. 206 с.

Вулканические стекла Дальнего Востока России: геологические и археологические аспекты. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2000. 168 с.

Голубев В.А., Лавров Е.Л. Сахалин в эпоху камня. Новосибирск: Наука, 1988. 240 с.

Грищенко В.А. Ранний неолит острова Сахалин. Автореф. дисс. … канд. ист. наук. Новосибирск, 2009. 21 с.

Кириллова И.В. Остатки позвоночных из грота Тронный (центральный Сахалин) // Краеведческий бюллетень. 2003. № 2. С. 128–137.

Кларк Дж.Г.Д. Доисторическая Европа. Экономический очерк. М.: Изд-во иностранной литературы, 1953. 331 с.

Короткий А.М. Колебания уровня Японского моря в четвертичном периоде (северо-западный шельф) // Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 104–114.

Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Волков В.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Макарова Т.Р. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене – голоцене // Вестник ДВО РАН. 1997б. № 3. С. 121–143.

Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А., Разжигаева Н.Г., Караулова Л.П., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Черепанова М.В., Базарова В.Б., Волков В.Г., Ковалюх Н.Н. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997а. 229 с.

Кузьмин Я.В. Современные проблемы геоархеологии Приморья // Традиционная культура Востока Азии. Вып. 4. Благовещенск: Изд-во АмГУ, 2002. С. 76–85.

Кузьмин Я.В. Возникновение древнейшей керамики в Восточной Азии (геоархеологический аспект) // Российская археология. 2004. № 2. С. 79–86.

Кузьмин Я.В. Геохронология и палеосреда позднего палеолита и неолита умеренного пояса Восточной Азии. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2005. 282 с.

Кузьмина Н.Н., Талденкова Е.Е. Стратиграфия и палеогеография морского голоцена (шельф Приморья) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 93–107.

Мечетин А.В. Изменение уровня Японского моря в четвертичное время (северо-западный шельф) // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ТИГ ДВО АН СССР, 1988. С. 53–60.

Микишин Ю.А., Гвоздева И.С. Развитие природы юго-восточной части острова Сахалин в голоцене. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1996. 130 с.

Неолит Северной Евразии. М.: Наука, 1996. 379 с.

Охотское море. Пролив Лаперуза с подходами (карта масштаба 1:250.000). М.: ГУНО МО СССР, 1981.

Поляков И.С. Отчет об исследованиях на острове Сахалине, в Южно-Уссурийском крае и в Японии // Записки Имп. Академии наук. 1884. Т. 48. № 6. Приложение. С. 1–61.

Рыболовство и морской промысел в эпоху мезолита – раннего металла в лесной и лесостепной зоне Восточной Европы. Л.: Наука, 1991. 246 с.

Рязанцев А.А. Стратиграфия и геохронология позднеплейстоцен–голоценовых отложений шельфа северо-западного сектора Японского моря // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1994. № 61. С. 27–35.

Свиточ А.А., Болиховская Н.С., Большаков В.А., Воскресенская Т.Н., Гунова В.С., Денисенко О.В., Парунин О.Б., Шумова Г.М. Опорные разрезы новейших отложений Сахалина // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1991. № 60. С. 88–100.

Bailey G., Spikins P. (eds.). Mesolithic Europe. Cambridge: Cambridge University Press. 467 p.

Erlandson J.M., Fitzpatrick S.M. Oceans, islands, and coasts: current perspectives on the role of the sea in human prehistory // Journal of Island and Coastal Archaeology. 2006. Vol. 1. P. 5–32.

Gao X., Wei Q., Shen C., Keates S. New light on the earliest hominid occupation in East Asia // Current Anthropology. 2003. Vol. 46. Supplement. P. S115–S120.

Gorbunov S.V. Ancient cults and cult animals from the caves of Sakhalin // Okhotsk Culture Formation, Metamorphosis and Ending. Sapporo: Hokkaido University, 2002. P. 172–174.

Keates S.G. An examination of culture and evolution of Middle Pleistocene Chinese hominids // Human Roots: Africa and Asia in the Middle Pleistocene. Bristol: Western Academic & Specialist Press, 2001. P. 160–162.

Kuzmin Y.V., Glascock M.D. Two islands in the ocean: prehistoric obsidian exchange between Sakhalin and Hokkaido, Northeast Asia // Journal of Island and Coastal Archaeology. 2007. Vol. 2. P. 99–120.

Kuzmin Y.V., Gorbunov S.V., Orlova L.A., Vasilevsky A.A., Alekseeva E.V., Tikhonov A.N., Kirillova I.V., Burr G.S. ^{14}C dating of the Late-Pleistocene faunal remains from Sakhalin Island (Russian Far East) // Current Research in the Pleistocene. 2005. Vol. 22. P. 78–80.

Kuzmin Y.V., Gorbunov S.V., Richards M.P., Vasilevski A.A. Diet of prehistoric and ethnographic coastal human populations of the Sakhalin Island (Russian Far East) // Этноистория и археология Северной Евразии: теория, методология и практика исследований. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. С. 332–336.

Kuzmin Y.V., Popov V.K., Glascock M.D., Shackley M.S. Sources of archaeological volcanic glass in the Primorye (Maritime) Province, Russian Far East // Archaeometry. 2002. Vol. 44. P. 505–515.

Kuzmin Y.V., Vasilevski A.A., Gorbunov S.V., Burr G.S., Jull A.J.T., Orlova L.A., Shubina O.A. Chronology of the prehistoric cultural complexes of Sakhalin Island (Russian Far East) // Radiocarbon. 2004. Vol. 46. P. 353–362.

Roksandic Z., Minagawa M., Akazawa T. Comparative analysis of dietary habits between Jomon and Ainu hunter-gatherers from stable carbon isotopes of human bone // Zinruigaku Zassi [Journal of Anthropological Society of Nippon]. 1988. Vol. 96. P. 391–404.

Shen G., Gao X., Gao B., Granger D.E. Age of Zhoukoudian *Homo erectus* determined with $^{26}Al/^{10}Be$ burial dating // Nature. 2009. Vol. 458. P. 198–200.

Yamahara T. Taisho 3 site: the discovery of the earliest ceramic culture in Hokkaido // Current Research in the Pleistocene. 2006. Vol. 23. P. 35–36.

Yoshikawa T., Kaizuka S., Ota Y. The Landforms of Japan. Tokyo: University of Tokyo Press, 1981. 222 p.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 70, 2010 г.

СТРОЕНИЕ ТАЛЬВЕГОВОГО (ИНСТРАТИВНОГО) АЛЛЮВИЯ В ДОЛИНАХ ГОРНЫХ РЕК СРЕДНЕЙ АЗИИ

Н.В. Макарова, Т.В.Суханова, Б.Е. Акинин

Строение речных долин во многих областях России, как горных, так и равнинных, детально изучалось в связи с поисками, разведкой и эксплуатацией россыпных месторождений золота, алмазов и др. ценных минералов, а также при инженерно-геологических изысканиях под строительство гидростанций, плотин и других сооружений. Работы включали большой объем бурения и геофизику. В связи с этим были получены данные о строении основных форм рельефа речных долин – пойм и террас – (и в меньшей мере русел), обобщенные в ряде монографий [Билибин, 1938; Шило, 1963; Горецкий, 1964, 1966; Карташов, 1972 и многие др.).

Эрозионно-аккумулятивный цикл и фазы формирования речных долин и аллювия. Уже ни у кого не вызывает сомнения, что цикловые террасы [Шульц, 1934] формируются в процессе закономерно повторяющихся эрозионно-аккумулятивных (эрозионных по С.С. Шульцу, [1934] и Ю.А. Билибину, [1938]) циклов. «Генетически каждая цикловая терраса является следствием более или менее законченного цикла эрозии (древнего или современного)…В отличие от локальных террас, цикловые террасы, хотя бы с перерывами, закономерно повторяются на всем протяжении речной долины» [Шульц, 1934]. Ю.А. Билибин считал, что главной причиной эрозионных циклов являются тектонические движения, вызывающие поднятие и опускание базисов эрозии или территорий, по которым протекают реки. Многие исследователи и в настоящее время придерживаются этой точки зрения. Однако, ряд особенностей – одинаковое или близкое количество цикловых террас в речных долинах в горных и равнинных областях, отражение в строении аллювия климатических изменений разного ранга, подтвержденных палеонтологическими (главным образом палинологическими) и геохимическими данными, связь аллювия и террас с конечными моренами в ледниковых районах – позволяет считать, что в образовании цикловых террас не маловажную роль играют планетарные климатические ритмы, включающие эпохи потепления (межледниковья) и похолодания (оледенения). Крупные ритмы климатических изменений определяют повторяемость эрозионно-аккумулятивных циклов и циклическое развитие речных долин в горах и на равнинах. Они обуславливают деление аллювия каждого цикла на две подсвиты – «теплую» и «холодную». Менее продолжительные климатические изменения отражаются в строении отдельных горизонтов аллювия, входящих в эти подсвиты [Гричук, 1978; Гричук, Постоленко, 1982]. Тектонические движения, интенсивность которых существенно различная в горных и равнинных областях, определяют региональные и локальные различия строения речных долин: общую глубину разновозрастных эрозионных врезов, механический состав и мощность выполняющего их аллювия, тип и высоту цикловых террас, количество локальных террас.

Ю.А. Билибин [1938] рассматривал эрозионый цикл как процесс формирования речной долины во времени. Он разделил его на четыре фазы (периода) или стадии, следующие одна за другой в определенной строго логической последовательности: глубинной эрозии (углубления долины), боковой эрозии (расширения долины), накопления наносов (заполнения долины) и покоя (переноса материала). Эти фазы занимают различные отрезки времени в цикле, но, в целом, каждый цикл охватывает сотни или десятки тысяч лет, в зависимости от возраста. В.В. Ламакин [1948] выделил аналогичные, но меньшего ранга фазы (инстративную, констративную, перстративную) и соответствующий им аллювий, распределенные вдоль русел рек, назвав их динамическими, считая, что они могут сменять друг друга в различном порядке, в зависимости от проявления локальных тектонических движений. Е.В. Шанцер [1951], И.П. Карташов [1972], Ю.А. Гольдфарб

[2009], авторы данной статьи [В.И. Макаров и др. 1977, 1979; Макарова и др., 2008], изучая аллювий равнинных и горных рек, развили понятие об эрозионном (эрозионно-аккумулятивном) цикле, подробно охарактеризовав каждую фазу или стадию цикла и соответствующий ей аллювий.

При структурно-геоморфологических исследованиях с целью составления прогнозной карты россыпной золотоносности Таджикистана нами детально изучался разновозрастный аллювий, слагающий четвертичные цикловые террасы в долинах многих горных рек Южного Тянь-Шаня и Памира: Зеравшана, Оби-Хингоу, Пянджа, Ягноба, Яхсу и др. Сравнительно хорошая обнаженность террас, дополненная данными бурения и геофизики, позволила изучить строение слагающего их аллювия и выяснить положение различных его горизонтов в пределах цикловых врезов. Было выявлено [Макаров и др. 1977, 1979; Макарова и др., 2008], что динамические фазы выделяются в аллювии всех разновозрастных цикловых террас горных речных долин, где они закономерно сменяют друг друга вверх по разрезу, последовательно отражая процесс формирования речной долины в каждый эрозионно-аккумулятивный цикл. При этом смена фаз отражает направленные изменения климатических условий, и аллювий каждой фазы занимает определенное место в цикловом врезе.

Таким образом, эрозионно-аккумулятивный цикл, включающий 4 последовательно сменяющиеся фазы, применительно к речным долинам Средней Азии представляется следующим образом.

Первая фаза – врезание русла и формирование наиболее глубокой части вреза – тальвега долины. Он заполнен грубым *инстративным* (выстилаемым) аллювием, описание которого приводится ниже.

Вторая фаза – расширение долины в процессе боковой эрозии («речной абразии», по И.П. Карташову, [1972]). Вследствие уменьшения уклона продольного профиля русла, изменения режима реки и количества перемещаемых наносов русло становится меандрирующим. Оно подмывает склоны долины, вследствие чего долина расширяется, образуется широкое и относительно плоское ее дно. Аллювий этой фазы – *субстративный* (подстилаемый) – в виде базального горизонта небольшой мощности (2–3 м, реже больше) покрывает дно долины, ширина которого часто намного превосходит ширину тальвега. Присутствие его отмечается в основании разновозрастных свит аллювия практически во всех долинах горных рек, за исключением отдельных участков, на которых, вследствие локальных тектонических поднятий, не было расширения долины, а происходило непрерывное врезание. Он представлен русловыми галечниками бурого цвета, средне- и плохо окатанными, плохо сортированными, практически не слоистыми с большим количеством валунов, а в присклоновых частях долин с примесью щебня. Заполнителем служит песчано-гравийно-суглинистый материал. Палинологические данные говорят о том, что климат во время образования субстративного аллювия был теплый, но еще не достаточно влажный.

Третья фаза – аккумуляция. Аллювий этой фазы – *констративный* (настилаемый) – обычно перекрывает базальный горизонт, наращивая дно долины вверх. Мощность этого горизонта в разновозрастных аллювиальных свитах может достигать нескольких десятков метров. Для него характерны буровато-серый цвет и ритмичное линзовидно-слоистое строение, отражающее накопление аллювия в условиях постоянно меняющих свое положение разветвленных русел разного размера. От этого зависят длина и ширина линз, а также грубость материала. Ритмичность выражается в том, что нижняя часть линз и прослоев более грубая, обычно представлена крупным или средним по размеру галечником, а верхняя более тонкая – мелкогалечная или песчано-гравийная. Ритмичность отражает постоянное изменение гидрологического режима реки, меняющегося количества воды, что обусловлено, в основном, климатом. По палинологическим данным, констративный аллювий накапливается в условиях влажного климата, сначала теплого, а затем холодного, из-за чего его верхняя часть является типичным перигляциальным аллювием.

Четвертая фаза – покой или динамическое равновесие. Аллювий этой фазы – *перстративный* (перестилаемый) – представлен маломощными (от 2–3, реже до 5–6 м и более) галечниками с песчано-гравийным заполнителем, серого цвета, хорошо промытыми и вследствие этого «сыпучими», практически не слоистыми. Они отложены меандрирующим руслом, перемывающим нижележащий аллювий, по палинологическим данным, в условиях холодного и сухого климата.

На некоторых участках долин не происходило расширения и не было динамического равновесия, вследствие чего выпадают базальный горизонт или горизонт серых галечников. Относительно первого уже было сказано, а перстративный горизонт иногда плохо отделяется от констративного в долинах сравнительно не больших по размерам рек, имеющих не ледниковое, а снежно-дождевое питание. По всей вероятности, в эту фазу воды в таких реках было не достаточно, чтобы перемывать нижележащий аллювий.

Строение тальвегов и заполняющего их аллювия. Под тальвегом понимается самая глубокая и узкая часть вреза, заполненная аллювием. Она особенно четко выделяется, если перекрыта базальным горизонтом. Тальвег долины формируется в начальную фазу эрозионно-аккумулятивного цикла в процессе врезания речного русла. Эта главная эрозионная фаза [Билибин, 1938] определяет общую глубину долины каждого цикла. Тальвеговые части долин не всегда сохраняются, т.к. они могут быть уничтожены в процессе боковой миграции русел в последующие циклы. В речных долинах исследованной территории тальвеги поздненеоплейстоценовых долин являются переуглубленными. Они полностью или только их нижние части находятся ниже уреза современных русел рек иногда на несколько десятков метров и вскрываются бурением или геофизикой под террасами или современной поймой. В последнем случае часто трудно определить, к какой террасе они относятся. В долине р. Зеравшан одним из признаков принадлежности тальвега к террасе или долине первой половины позднего неоплейстоцена (III_{1-2}) является его, хотя и слабая, золотоносность. Верхние части отложений тальвегов местами обнажены (рис. 1). Тальвеги ранне- и средненеоплейстоценовых долин с заполняющими их отложениями встречаются реже. Фрагменты их сохранились в отдельных довольно редких местах на высоте нескольких сот метров над современными руслами, главным образом, на участках последовательного одностороннего смещения русел, вследствие чего они оказались в стороне от более молодых врезов (рис. 2, 3, 4). В этих случаях легче определяется их возраст, т.к. они находятся в основании соответствующих им террас.

Морфология тальвегов. Глубина тальвега измеряется до перекрывающего его базального горизонта или до расширенного участка дна. В разновозрастных террасах речных долин Средней Азии глубина и ширина тальвегов различна и изменяется в зависимости от размера реки (таблица) и структурного положения отдельных участков. У небольших рек (Яхсу, Сарыоб) глубина тальвегов

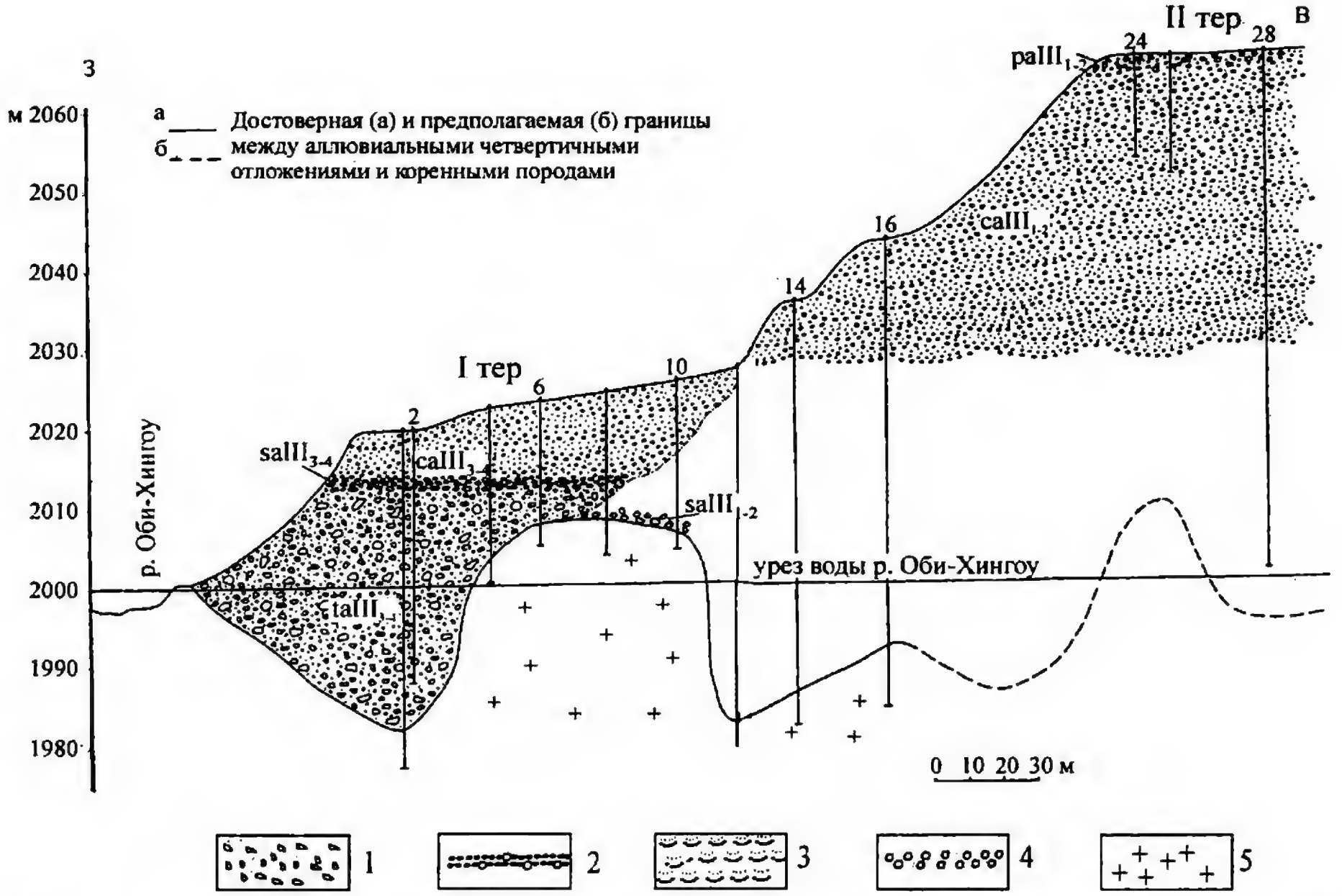


Рис. 1. Строение аллювия позднеплейстоценовых террас (I и II) в верхнем течении р. Оби-Хингоу (район кишл. Лоджирк) по данным бурения и геофизики

Аллювий различных динамических фаз: 1 – инстративный или тальвеговый (ta); 2 – субстративный (sa) или базальный горизонт; 3 – констративный (ca); 4 – перстративный (pa); 5 – коренные породы. 2-28 – номера скважин. Индексами показан возраст аллювия

Таблица. Некоторые примеры размеров тальвегов в разновозрастных эрозионно-аккумулятивных циклах речных долинах

Возраст долины (террасы)	Река	Размеры тальвега в метрах		Общая мощность аллювия цикла в метрах
		глубина	ширина	
Голоцен IV	р. Зеравшан в средн. течен. (Риомут)*	7–8		20–22
Вторая половина позднего неоплейстоцена III_{3-4}	Оби-Хингоу в верх. течен. (Сангвор)	32		
	(Лоджирк	25	30–100**	45
	Зеравшан (Комадон)	>25	70	>50
	(Пахурд)	15	60	22
	(Тамин) ***	10		
	в Пенджикентской вп.	12–15	600	100
	р. Яхсу: устье р. Бомовло	4, 5		52
	устье р. Дондушкан	4		25
	р. Сарыоб	9, 5		45
Первая половина позднего неоплейстоцена III_{1-2}	Оби-Хингоу в верх. теч.	23	35–120	80–85
	Зеравшан в верх. теч. (Матча)	25		>160
	в средн теч. (Рогиф)	>40		> 90
	(Худгиф)	>40	130–140	120
	(Даштикозы)	32	60–170	150
	в Пенджикентской вп.	70	200–250	>150
Вторая половина среднего неоплейстоцена II_{3-4}	Зеравшан в средн. теч. (Гузи)	>40		>160
	(Тамин) ***	> 10		45
	(Путхин) ***	13, 5		42
	(Оббурдон) ***	8	500	55
	(Сангистон) ***	4,5		72
	в Пенджикентской вп.	50		>100
Первая половина среднего неоплейстоцена II_{1-2}	Зеравшан в средн. теч. (Гузи)	87		>130
	(Шамтыч)	27, 5	65	>150
Ранний неоплейстоцен I	Зеравшан в средн. теч. (Гузи)	45		130–135
	(Рарз)	83		>120

* – в скобках названия населенных пунктов или притоков; ** – ширина тальвега в нижней и верхней частях; в остальных случаях указана ширина верхней части; *** – участки долины, приуроченные к относительно опущенным блокам

намного меньше, чем у крупных рек (Зеравшан, Оби-Хингоу и др.).

Из таблицы видно, что глубина тальвегов последовательно уменьшается от раннего неоплейстоцена к голоцену. Наибольшая их глубина (более 80 м) характерна для долин раннего (I) и первой половины среднего неоплейстоцена (II_{1-2}). Это были, по всей вероятности, каньоны. Уменьшение глубины тальвегов с течением времени представляется закономерным. Это можно объяснить и меньшей продолжительностью образования долин в каждый последующий эрозионно-аккумулятивный цикл и климатическими условиями, от которых зависит количество воды в руслах.

Ширина верхних частей тальвегов составляет 100–140 м, что иногда в 10–20 раз меньше, чем ширина соответствующих долин, измеренная по террасам. В нижней части, по данным бурения, врезы сужены до 20–30 м и менее. Ширина и глубина тальвегов и их положение по отношению к современному руслу зависят от структурных

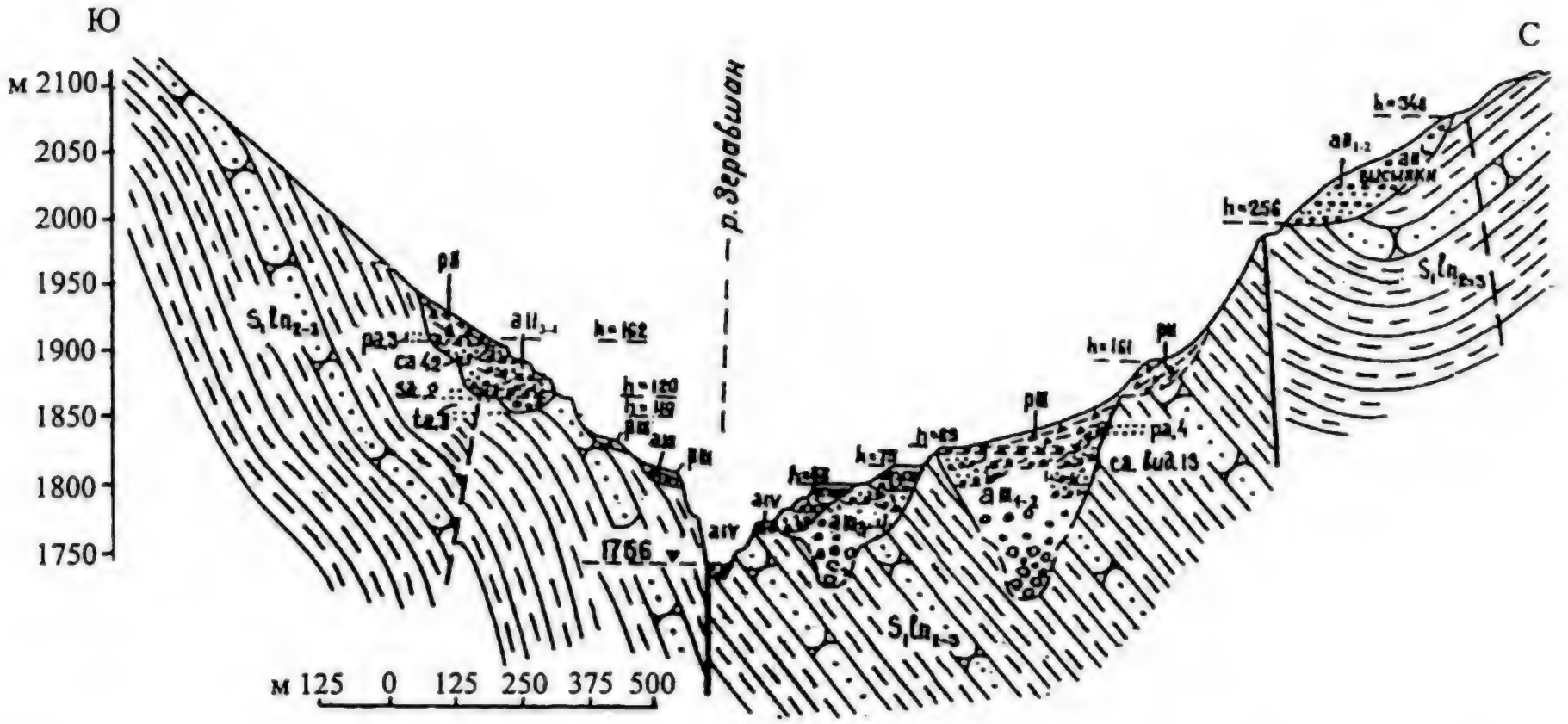


Рис. 2. Строение аллювия разновозрастных террас в долине р. Зеравшан среднем течении (р-он к. Оббурдон)
Современное русло реки приурочено к разлому. Индексами показан возраст аллювия (а) и пролювия (р). Цифры обозначают мощность аллювия различных динамических фаз и высоту (h) террас. Коренные породы представлены силурийскими ($S_1 ln_{2-3}$) аргиллитами и алевролитами

Рис. 3. Фото правого склона долины р. Зеравшан в 3, 5 км выше к. Шамтуч
Представлен фрагмент долины первой половины среднего неоплейстоцена (IV терраса), врезанной в палеозойские породы (см. рис. 4.). В правой части снимка эрозионные склон долины и «плечо» раннего неоплейстоцена (Q_1)

условий участков долин, на которых они сохранились. В пределах локальных относительно поднятых блоков глубина их обычно больше, чем на относительно опущенных участках. Продольный профиль погребенного тальвега первой половины позднего неоплейстоцена (III_{1-2}), построенный по данным бурения, крутой на поднятых участках, а на относительно опущенных – выположенный. Исключением является его положение в пределах Пенджикентской впадины, где его глубина, по данным геофизики, приближается к 70 м (рис. 4), и уклон довольно крутой.

При сравнении морфологии древних тальвегов с современными руслами рек на участках их врезания выясняется, что они практически сравнимы по ширине. Так ширина современных русел Зеравшана и Оби-Хингоу измеряется от 20 до 100 м на участках врезания. Глубина же их наибольшая равна 4–5 м.

Отложения, выполняющие тальвеги, наилучшим образом представлены и описаны в обнажениях, тогда как по данным бурения они чаще всего характеризуются в общем виде и отделяются от вышележащего аллювия по приуроченности к узким частям врезов. Кроме того, разбуривались в основном лишь тальвеги позднеплейстоценовых долин, как наиболее доступные для разработки и перспективные на россыпную золотоносность.

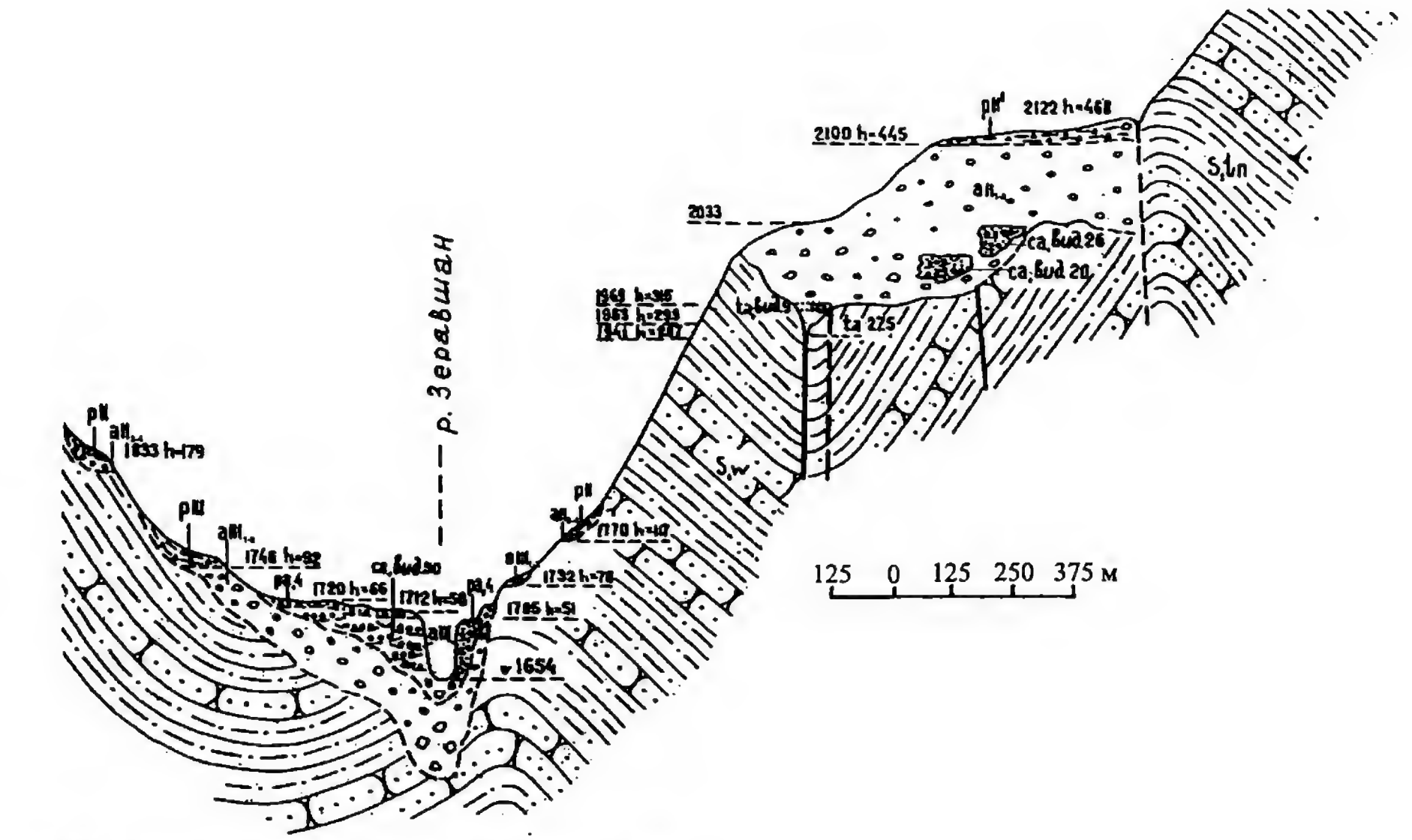


Рис. 4. Строение IV террасы р. Зеравшан (см. рис. 3)
Тальвег приурочен к разрывной зоне. Ниже развиты террасы позднего неоплейстоцена, в которых предполагаются тальвеги, находящиеся ниже современного русла р. Зеравшан

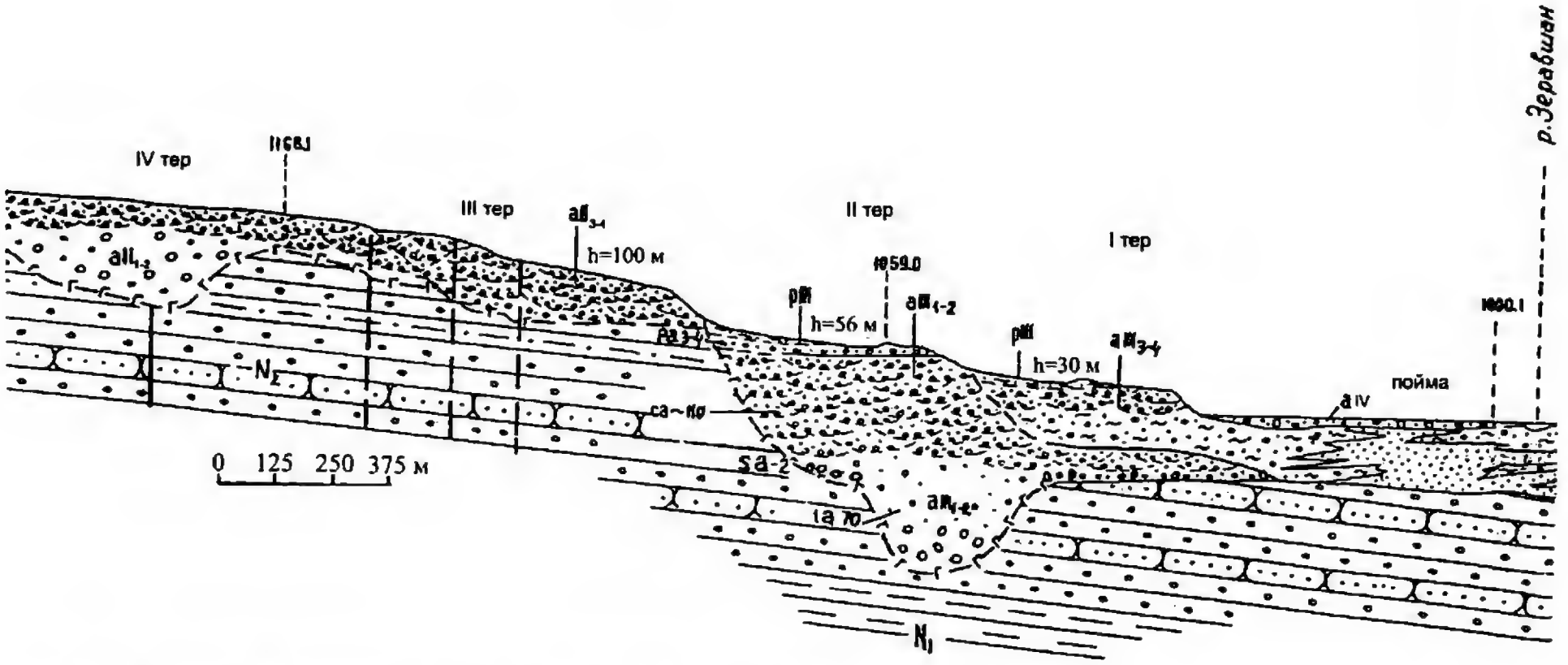


Рис. 5. Строение правого склона р. Зеравшан в Пенджикентской впадине
По данным геофизики выделяются тальвеги в основании второй и четвертой террас

Тальвеги же более древних долин, находящиеся на значительных высотах, не были разбурены.

Заполняющий тальвеги аллювий, независимо от возраста, имеет однотипное строение. Это грубые отложения, в составе которых разнообразный обломочный материал, от глыб и валунов до щебня и песка. Глыбы размером до 3 м встречаются в тальвегах как крупных рек, так и небольших. Чаще всего они попали со склонов долин и являются перлювием. Но преобладают валунно-галечные отложения, иногда в разной степени сцементированные карбонатным цементом, плохо- или средне окатанные и плохо

сортированные (низкий коэффициент сортировки), с большим количеством щебня. Заполнителем обычно служит дресвяно-суглинистый, суглинисто-гравийно-песчаный, реже песчано-гравийный материал. В ранне- и средненеоплейстоценовых отложениях в составе заполнителя отмечается более высокое содержание пылевато-глинистой фракции, по сравнению с более молодыми отложениями, что указывает на значительную роль процессов химического выветривания и высокую степень дезинтеграции коренных пород. Это подтверждается и особенностями минералогического состава заполнителя, о чем сказано ниже.

Среди грубого материала выделяются линзы суглинков и глин, гравийно-песчаных или мелкогалечно-гравийных разностей, отложенные перед крупными валунами в руслах, выступами склонов (фация подпруживания) или в их «тени» (фация экрана). Текстура отложений в нижних частях разрезов хаотичная, свидетельствующая о повышенной динамичности среды осадконакопления, о слабой переработке обломочного материала бурными, иногда селеподобными потоками. В верхних частях тальвегов материал менее крупный и лучше сортирован, особенно в тальвегах крупных рек. В нем появляется горизонтальная и косая слоистость, прослеживаемая на значительные расстояния, что говорит о более спокойном режиме потоков и меняющемся расходе воды.

Общей характерной особенностью всех разновозрастных тальвеговых отложений является их цвет, резко отличный от остального аллювия – желтовато- и охристо-бурый, желто-серый, буровато-желтый, реже табачный. Из-за этого они часто принимаются за более древние дочетвертичные (неогеновые или даже мезозойские) отложения и считаются цоколем. Такая окраска объясняется значительным количеством гидроокислов железа и марганца, присутствующих в заполнителе и в виде налета и корочек на обломках. Встречаются сильно измененные, выветрелые, выщелоченные и обохренные обломки коренных пород, среди которых граниты и сланцы полностью разрушены и превращены в дресву.

Тальвеговый аллювий почти всех разновозрастных генераций характеризуется высоким коэффициентом устойчивости минералов, т.е. резким преобладанием в минералогическом составе заполнителя группы устойчивых в химическом и механическом отношении минералов над группой неустойчивых. Отмечается высокий коэффициент гравитации, т.е. преобладание минералов с тяжелым уд. весом (более 3, 5 г/см^3), или большой выход фракции тяжелых минералов. Это еще раз указывает на значительную степень дезинтеграции пород. Среди глинистых минералов заполнителя, наряду со смешанно-слойными образованиями, присутствуют монтмориллонит и каолинит, причем, каолинит, свидетельствующий о гумидных условиях, обнаружен в разрезах, расположенных как во впадинах, так и в верховьях долин, т.е. в районах различных ороклиматических зон.

По структурным и текстурным особенностям тальвеговый аллювий соответствует инстративному аллювию [Ламакин, 1948; Карташов, 1972]. Он формируется во время врезания речного русла, а накапливается, когда энергия потока падает и переносимый материал, образующийся во время врезания и углубления русла, оседает на дно. Во время врезания водотоков большое количество материала, в том числе, тонкообломочного, значительно дезинтегрированного, поступало со склонов. Это подтверждается высоким значением коэффициента устойчивости минералов, свидетельствующим о существенном преобразовании минерального состава заполнителя аллювия.

По данным палинологического анализа, в заполнителе тальвеговых отложений преобладает пыльца ксерофитов. Однако, в их верхних частях, наряду с ксерофитами, появляется пыльца древесной растительности, в основном березы и сосны, в количестве до 30%. Кроме них присутствуют представители мезофильной широколиственной флоры, такие как грецкий орех, платан, шелковица. В составе трав преобладают полынь, сложноцветные и разнотравье. Это говорит об образовании аллювия в условиях сначала теплого сухого, а затем теплого и более влажного климата, который способствовал усилению процессов химического выветривания пород, слагающих склоны долин. Об этом свидетельствуют также характерная окраска отложений, присутствие сильно разрушенных, обохренных обломков пород, устойчивых к выветриванию минералов, состав глинистых минералов.

Определение палеогеографической обстановки во время формирования аллювия тальвегов имеет значение, т.к. в подобные периоды, по-видимому, существовали наиболее благоприятные климатические условия для предварительного высвобождения из коренных пород ценных минералов и, в том числе, золота. Сравнение состава и строения разновозрастных тальвеговых отложений показывает, что коэффициенты устойчивости и гравитации, характеризующие степень разрушения, выветрелости, изменения обломочного материала, в них уменьшается от раннего неоплейстоцена к позднему. Это связано с последовательно уменьшающейся продолжительностью воздействия процессов химического и физического выветривания пород в течение неоплейстоцена, а также, возможно, с ухудшающимися для этого условиями влажности и тепла. Таким образом, условия,

благоприятные для высвобождения ценных минералов из коренных пород, все более ухудшались от раннего плейстоцена к голоцену.

Тальвеговый аллювий в большинстве случаев по резкой ровной или волнистой с размывом границе перекрывается субстративным или базальным горизонтом аллювия. Последний «запечатывает» тальвеги и выполняющие их отложения, начиная следующую стадию эрозионно-аккумулятивного цикла – расширения долины.

Влияние тектоники на строение тальвегового аллювия. Часто долины, отдельные их участки или тальвеги приурочены к ослабленным по разрывным нарушениям зонам (рис. 4). В таких случаях в тальвеговом аллювии увеличивается количество рыхлого перетертого и щебнистого материала, вымываемого из зон дробления, а также поступающих из них минералов тяжелой фракции. Иногда тальвеговые отложения разного возраста, доступные для наблюдения, дислоцированы, смяты в небольшие складки, нарушены мелкими разрывами. В то же время перекрывающий их субстративный и констративный аллювий не дислоцирован. Это свидетельствует, о том, что врезание долин и заполнение их инстративным или тальвеговым аллювием происходило в активные в тектоническом отношении периоды времени – поднятий.

Значение выделения и изучения тальвеговых отложений. Как уже было сказано выше, время образования тальвегого аллювия является благоприятным для разрушения коренных пород и высвобождения ценных минералов. Выделение тальвегов в разрезах аллювия террас позволяет реконструировать их положение в разновозрастных долинах. Границы последних, восстанавливаемые по террасам, почти параллельны, а тальвеги в их пределах изгибаются и во многих местах пересекают друг друга на разных гипсометрических уровнях и, в свою очередь, пересекаются современными руслами. Это позволяет выделять участки, которые могут быть перспективными на россыпи. В некоторых указанных выше долинах они имеются.

Изучение тальвеговых или инстративных отложений имеет значение для определения полной мощности аллювия и глубины вреза в каждый эрозионно-аккумулятивный цикл. Обычно в террасах замеряется видимая мощность аллювия, а она оказывается намного меньше истинной мощности. При учете мощности тальвегового аллювия общая его мощность в разновозрастных эрозионно-аккумулятивных циклах возрастает в несколько раз. Из таблицы видно, что наибольшая мощность аллювия, как и глубина тальвегов, характерна для более древних эрозионно-аккумулятивных циклов. Однако, скорость врезания рек в горной части долин последовательно увеличивается от раннего неоплейстоцена к голоцену, примерно, от 1–2 до 5–7 мм/год. Возможно, это связано с последовательным нарастанием скорости поднятий горных сооружений.

Литература

Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М., ГОНТИ, 1938. 495 с.

Гольдфарб Ю.А. Стратиграфия четвертичных отложений золотоносных районов верховьев р. Колымы и возраст россыпей // Автореф. дис… докт. геол.-мин. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 2009. 50 с.

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины: Прареки Камского бассейна. М.: Наука, 1964. 464 с.

Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.

Гричук М.П. О ритмах накопления аллювия в долинах рек и ритмы изменения климата в плейстоцене и голоцене // Продольный профиль рек и их террасы. М.: Моск. филиал Всес. геогр. об-ва, 1978. С. 18–32.

Гричук М.П., Постоленко Г.А. Врез рек, накопление и фациальный состав аллювия в связи с ритмичными изменениями климата в позднем кайнозое // Изв. Всес. геогр. об-ва. 1982. Т. 114. Вып. 3. С. 215–221.

Карташов И.П.. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР) // М.: Наука, 1972. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 245).

Ламакин В.В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений // Землеведение. 1948. Т. 2 (42). С. 154–187.

Макаров В.И., Макарова Н.В., Акинин Б.Е. Стадийность формирования аллювия р. Зеравшан (Ю. Тянь-Шань) в связи с золотоносностью //Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1977. № 4. С. 76–81.

Макаров В.И., Макарова Н.В., Акинин Б.Е. Основные закономерности строения четвертичного аллювия и стадии формирования террас горных рек Средней Азии //Бюл. комис. по изуч. четверт. периода. 1979. № 49. С.90–104.

Макарова Н. В. К вопросу об образовании речных террас //Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 2000. № 3. С. 35–42.

Макарова Н.В., Чистяков А.А., Акинин Б.Е., Макаров В.И. Закономерности формирования мощности аллювия горных рек //Бюл. комис. по изуч. четверт. периода. 2008. № 68. С. 70–81.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 275 с. (Тр. Ин-та геол. АН СССР. Вып. 135).

Шило Н.А. Россыпи Яно-Колымского золотоносного пояса // Тр. СВКНИИ АН СССР. Магадан. 1963. Вып. 6. 482 с.

Шульц С.С. К вопросу о генезисе и формировании речных террас // Тр. комис. по изуч. четвертич. периода. 1934. Т.3. Вып. 2. С. 66–79.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 70, 2010 г.

О ГРАНИЦАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛЕДНИКОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

С.М. Шик

Несмотря на то, что четвертичные отложения в центральной части Европейской России изучены лучше, чем в любом другом регионе России (а может быть – и благодаря этому), ряд вопросов стратиграфии и палеогеографии здесь остается дискуссионным на протяжении уже многих десятилетий. К ним относятся, в частности, вопросы о границах распространения оледенений в раннем, среднем и позднем неоплейстоцене, которые сильно влияют и на стратиграфические представления тех или иных исследователей.

1. Сейчас у большинства исследователей не вызывает сомнения, что в позднем неоплейстоцене существовала одна валдайская ледниковая эпоха, две мегастадии которой (ране- и поздневалдайская) разделены продолжительным средневалдайским мегаинтерстадиалом с неоднократным чередованием потеплений и похолоданий[1]. Однако вопрос о границах распространения в рассматриваемом районе ледника в ранневалдайское время остается дискуссионным уже более 70 лет – с тех пор, как почти одновременно К.К. Марков [1940] обосновал представления о том, что в валдайское время ледники не выходили за пределы современного озерного рельефа (т. е. линии Вышний Волочек – Осташков – Нелидово – Рудня), а А.И. Москвитин [1939] – что в ранневалдайское время ледник распространялся значительно южнее. Позже представления об отсутствии в центре Русской равнины следов оледенения в ранневалдайское время обосновала в нескольких монографиях Н.С. Чеботарева с соавторами [Последний..., 1965; Чеботарева и др., 1974; Структура и динамика..., 1977]. Эти представления приняты в Региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы [Решения..., 1986] и отражены на Государственных геологических картах масштаба 1:1000000 и 1: 200 000. Однако многие исследователи вслед за А.И. Москвитиным придерживаются представлений о более широком распространении ранневалдайского оледенения [Бреслав, 1971; Краснов и др., 1971; Зарина, 1991; Алексеев и др., 1997, и др.]. В последнее время эти представления активно отстаивает Н.Г. Судакова с соавторами [1997, 2007, 2009; Реконструкция..., 2008, и др.], которые считают, что в ранневалдайское время ледник достигал Клинско-Дмитровской гряды. Рассмотрим доводы, обосновывающие ту и другую точку зрения.

На северо-западе Европейской России южнее прекрасно выраженной в рельефе границы, до которой распространялся ледник в поздневалдайское (осташковское) время, микулинские межледниковые отложения обычно не перекрыты мореной (рис. 1). Лишь иногда поверх них залегают мореноподобные отложения; однако они развиты только в краевых частях западин, к которым приурочены межледниковые отложения, и отсутствуют в их центральной части. Это хорошо прослежено при геолого-съемочных и тематических работах на территории Тверской области, при которых был разбурен целый ряд таких западин. Хорошо известно также, что у д. Черемошник в окрестностях Ростова мореноподобные отложения наблюдаются только в одном из разрезов, в то время как в других они отсутствуют [Путеводитель..., 1983], что показала и скважина, пробуренная в центральной части западины у пруда в д. Черемошник. Отсутствуют какие-либо следы ранневалдайской морены и в очень полном разрезе древнего Татищевского озера к северу от

[1]Существовавшие долгое время представления о межледниковом характере средневалдайского времени были основаны на том, что к нему были ошибочно отнесены отложения, которые на самом деле имеют другой возраст – микулинский (разрез у шоссейного моста в Рыбинске – Чеботарева и др., 1974; Татищевское озеро – Семененко и др., 1981) или рославльский (Максино – Писарева и др., 1979). Точно так же в Западной Сибири представления о межледниковом характере каргинского времени были основаны на отнесении к нему разрезов казанцевского межледниковья.

Клинско-Дмитровской гряды [Семененко и др., 1981]. В песчано-гравийном карьере «Борисова Гора» у г. Дмитрова, который планировалось демонстрировать во время экскурсии Международного геологического конгресса (1984 г), в 1983 г. была вскрыта краевая часть западины, в которой микулинские гиттии были перекрыты мореноподобными отложениями (по вещественному составу аналогичными нижележащей морене). В 1984 г. карьер вскрыл центральную часть западины, где микулинские гиттии были перекрыты озерными отложениями, не содержавшими ни гальки, ни гравия [Шик, 2008]. Очевидно, наблюдающиеся в краевых частях западин мореноподобные отложения представляют собой не ледниковые, а делювиально-солифлюкционные образования. Помимо условий залегания, об этом свидетельствуют и не характерная для морены строго упорядоченная ориентировка обломков в отложениях, принимающихся за ранневалдайскую морену, а также необычайно маленький «разброс» ориентировки векторов остаточной намагниченности в отложениях, принимающихся за ранневалдайскую морену в окрестностях Дмитрова [Карпухин и др., 2009; Фаустов и др., 2010]. А.И Лобанов [2004], детально изучив разрезы в окрестностях г. Рыбинска, пришел к выводу об отсутствии здесь признаков ранневалдайской морены.

Таким образом, сомнение вызывает не ранневалдайский возраст мореноподобных отложений, принимающихся за ранневалдайскую морену – он подтверждается и их залеганием на микулинских отложениях, и результатами термолюминисцентного (ТЛ) датирования, которые для этого интервала достаточно достоверно, а их ледниковый генезис. Поэтому нельзя согласиться с утверждением, что имеются «убедительные доказательства подступания калининского оледенения к Клинско-Дмитровской гряде и Рыбинско-Тутаевскому Поволжью» [Судакова и др., 2009, стр. 570]; вызывает удивление, что Н.Г. Судакова – ученица К.К. Маркова – так настойчиво пытается опровергнуть представления, обоснованные ее учителем более 70 лет назад.

Еще более убедительными представляются данные по ряду разрезов в области распространения поздневалдайского (осташковског) ледника, в которых отсутствуют следы морены между палеоботанически изученными микулинскими и датированными радиоуглеродным методом средневалдайскими озерными отложениями. К числу таких разрезов относятся, в частности, Коневич близ г. Велиж в Смоленской области [Лийвранд, 1985] и Колпино в Ленинградской области [Ауслендер и др., 1998]. Давно известно также, что в верхней части карьера Келколово (Ленинградская область) в ледниковых чешуях отсутствует морена между морскими мгинскими (микулинскими) и датированными средневалдайскими отложениями [Краснов и др., 1995]; в последнее время А.А. Никонов и др. [2009] показали, что по данным бурения такое же строение имеют и не нарушенные гляциодислокациями породы – под средневалдайскими отложениями с возрастом по ^{14}C 46–30 т. л. залегают мгинские межледниковые глины; следов ранневалдайской морены не наблюдается. По данным В.М. Соболева [2008, 2009], даже в горле Белого моря на микулинских отложениях залегают средневалдайские с радиоуглеродным и термолюминисцентным возрастом от 28 до 71 тыс. лет; следов ранневалдайской морены и здесь не обнаружено. Отсутствует она и между озерными микулинскими и средневаллдайскими отложениями в разрезе в бухте Вока на южном берегу Финского залива [Никонов, 2007; Болиховская и др., 2009]. В то же время не известно ни одного разреза, в котором бы наблюдалась морена между микулинскими и средневалдайскими отложениями.

Приведенные данные достаточно убедительно свидетельствуют о том, что в ранневалдайское время Скандинавский ледник занимал значительно меньшую площадь, чем в поздневалдайское и, скорее всего, ни выходил за пределы Фенноскандии. Однако, вполне возможно, что Новоземельский ледник в ранневалдайское время был больше поздневалдайского (хотя с этим согласны не все исследователи) – на западе при достаточной влажности распространение ледника зависело в первую очередь от температуры, которая была наиболее низкой в позднем валдае, а на востоке при более континентальном климате – от влажности, которая была выше в раннем валдае.

2. Не меньше разногласий вызывает и вопрос о границах распространения ледников в среднем неоплейстоцене; представляется необходимым вкратце остановиться на истории этого вопроса. В тридцатые годы в Европейской России в интервале, относящемся сейчас к среднему неоплейстоцену, выделялось одно оледенение, обычно называвшееся днепровским, с двумя стадиями – днепровской и московской. В середине 40-х годов появились представления о существовании самостоятельных днепровского и московского оледенений [Москвитин, 1946]. При этом считалось, что днепровскому оледенению принадлежит вторая сверху морена окрестностей Москвы и морены Донского и Днепровского ледниковых языков, а московскому, которое распространялось лишь до линии Москва – Калуга – Спас-Деменск – Рославль, – верхняя морена Подмосковья. Эти представления стали преобладающими после обнаружения между двумя верхними моренами Подмосковья рославльских

межледниковых отложений [Шик, 1957; Москвитин, 1961; Рельеф и стратиграфия..., 1961]. Они были отражены в принятой в 1962 г. региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы [Материалы..., 1964], хотя некоторые исследователи и тогда считали рославльские отложения более древними [Вознячук, 1967; Салов, 1971].

В то же время еще в шестидесятые годы А.А. Величко с соавторами [1964 и др.] обосновали принадлежность морены Днепровского ледникового языка и верхней морены Подмосковья к одному оледенению конца среднего плейстоцена. В начале 80-х годов было показано, что морена Донского языка значительно древнее и относится к самостоятельному нижнеплейстоценовому донскому оледенению. [Величко и др., 1980; Красненков и др., 1980], что позволяло предполагать нижнеплейстоценовый возраст и залегающих на ней рославльских межледниковых отложений. Несколько позже он был доказан в результате обнаружения в рославльских межледниковых отложениях стратотипического района микротериофауны тираспольского фаунистического комплекса [Агаджанян и др., 1988], что свидетельствовало о раннеплейстоценовом возрасте и второй сверху морены Подмосковья, также подстилающей рославльские отложения [Бреслав и др., 1979]. Эти представления, как и представления о принадлежности к одному оледенению морены Днепровского языка и верхней морены Подмосковья, были приняты в региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы [Решения..., 1986].

Принадлежность морены Днепровского ледникового языка к оледенению конца среднего неоплейстоцена убедительно обосновывается строением залегающих на ней лёссово-почвенных отложений. Как показано в ряде работ А.А. Величко с соавторами [1984, 1992 и др.], на этой морене лежит мезинский педокомплекс, нижняя часть которого имеет микулинский возраст. Н.П. Герасименко [2004] было установлено, что ограниченно развитая на Украине кайдакская погребенная почва, принимавшаяся за межледниковую днепровско-московскую, на самом деле является межстадиальной, а первая межледниковая почва выше днепровской морены – прилукская, всегда сопоставлявшаяся с микулинским межледниковьем. Залегание днепровской морены непосредственно под микулинской погребенной почвой показано и в недавней работе А.Н. Молодькова и др. [Molodkov et all., 2009].

О том, что днепровская морена сформировалась непосредственно перед микулинским межледниковьем, т.е. в конце среднего неоплейстоцена, свидетельствует и залегание в северной части Днепровского ледникового языка микулинских озерных отложений в остаточных западинах на ее поверхности (рис. 1)[1]. Принадлежность этой морены 6 изотопно-кислородной стадии (ИКС) подтверждается и двумя сериями ТЛ датировок ледниковых и водноледниковых отложений из карьеров у гг. Почеп и Клинцы, укладывающихся в интервал 137–172 тыс. лет, для которого такие датировки могут рассматриваться как более или менее достоверные [Шик, 2004].

Вторая сверху морена Подмосковья никак не может сопоставляться с днепровской и относится к 8 ИКС, так как на ней в ряде разрезов залегают рославльские межледниковые отложения [Бреслав и др., 1979; Маудина и др., 1986; Шик, 2004, 2005], раннеплейстоценовый возраст которых надежно обоснован присутствием тираспольской микротериофауны [Агаджанян и др.,1988]. К 8 ИКС относится вторая сверху морена на юге Вологодской и на севере Тверской и Ярославской областей, выделяющаяся как вологодская. Она отделяется от московской морены очень своеобразными горкинскими межледниковыми отложениями [Шик и др., 2009], которые развиты в остаточных западинах на поверхности вологодской морены и могут сопоставляться с 7 ИКС. По вещественному составу московская и вологодская морены здесь существенно различаются. В вологодской морене неустойчивых минералов не более 50% (в московской – около 75%), а устойчивых – около 25% (в московской – около 10%); в гравийной фракции обломков осадочных пород около 50% (в московской – не более 25%) [Шик и др., 2009]. Изучение при геологической съемке вещественного состава морен по скважинам показало, что морена с таким вещественным составом развита только на севере Тверской и Ярославской областей и южнее отсутствует (рис. 2); к такому же выводу пришел Ю.Н. Грибченко на основании изучения вещественного состава морен по обнажениям и карьерам [Грибченко и др., 2001].

Между тем некоторые исследователи продолжают придерживаться прежних представлений о принадлежности второй сверху морены Подмосковья к оледенению первой половины среднего неоплейстоцена, которое они называют днепровским и сопоставляют с 8 ИКС; особенно активно эту точку зрения отстаивает Н.Г. Судакова с соавторами [Су-

[1]Озерные отложения, приуроченные к остаточным западинам на поверхности морены, хорошо маркируют границу распространения соответствующего оледенения (что хорошо видно на рис. 1) – так же, как современные озера хорошо маркируют границу распространения поздневалдайского (осташковского) оледенения.

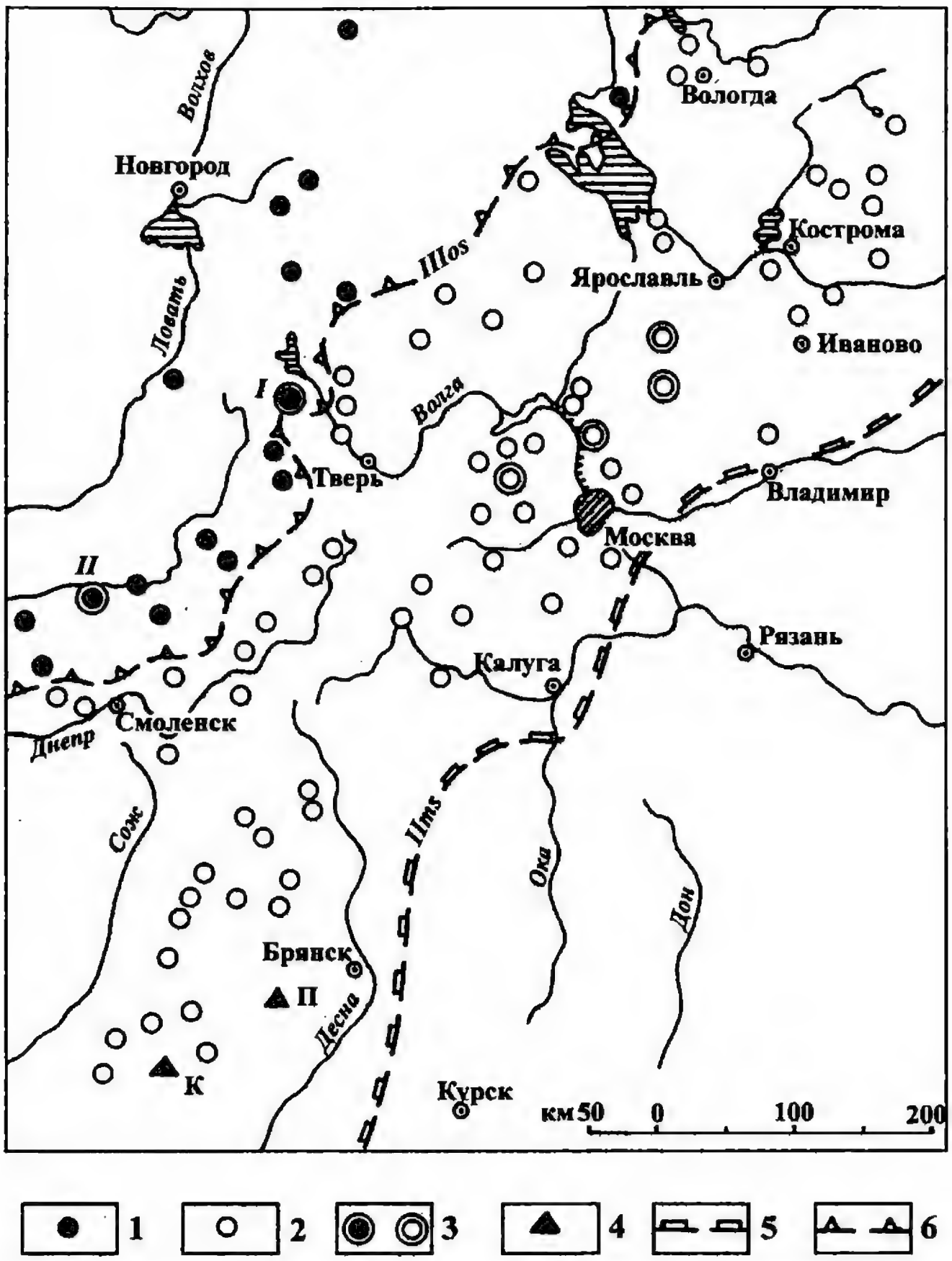


Рис. 1. Палеоботанически изученные разрезы микулинских межледниковых отложений и границы оледенений

Разрезы микулинских озерных отложений: 1 – перекрытые мореной, 2 – не перекрытые мореной, 3 – в которых на микулинских отложениях лежат средневалдайские. 4 – разрезы в пределах Днепроского ледникового языка, для которых получены серии ТЛ датировок. Границы распространения ледников: 5 – московского, 6 – поздневалдайского (осташковского)

дакова и др., 2007, 2009; Реконструкция..., 2008]. Рассмотрим выдвигаемые ими доводы.

Возраст верхней морены Чекалинского разреза обосновывается присутствием в подстилающих морену песках (которые рассматриваются как флювиогляциальные) леммингoвой фауны, более архаичной, чем известная из отложений московского возраста. Однако, как литология, так и ограниченное распространение этих песков (они нигде не наблюдаются в основном обнажении) свидетельствует скорее об их аллювиальном происхождении – а на аллювии может лежать морена любого возраста. Не говорит о древности морены и залегание между ней и микулинской почвой маломощного (до 3 м) аллювия, венчающегося погребенной почвой – аллювий может быть позднемосковским и залегать на московской морене, а почва принадлежать позднемосковскому (лоевскому) межстадиалу.

Для Сатинского полигона принадлежность второй сверху морены обосновывается залеганием под ней отложений, которые принимаются за лихвинские. Однако, палинологические данные по соответствующим разрезам (скв. Г-5-6, Г-8-2 и др.) очень фрагментарны, и сами авторы пишут, что «приведенные палинологические характе-

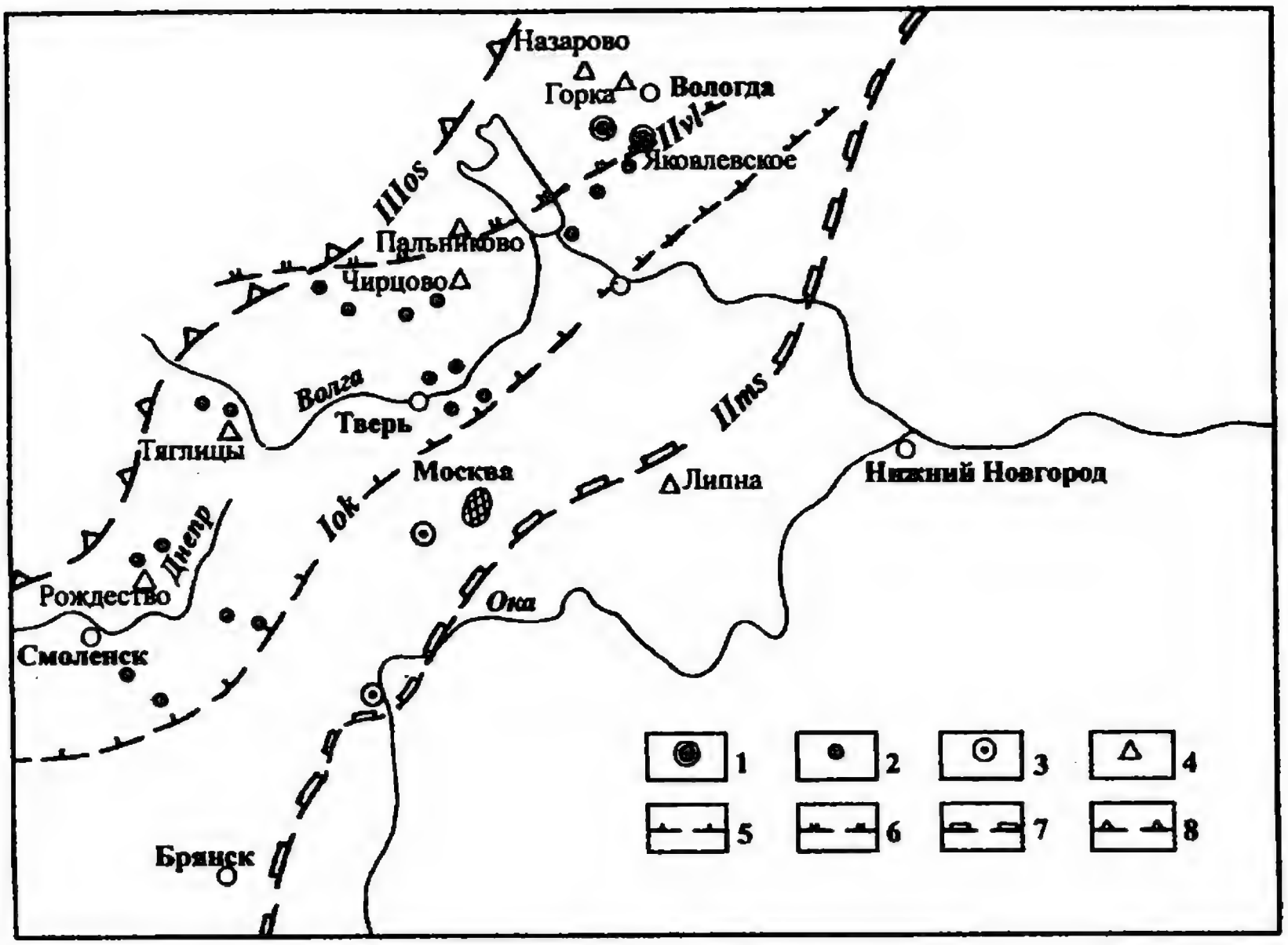


Рис 2. Палеоботанически изученные разрезы лихвинских и горкинских межледниковых отложений и границы оледенений

Разрезы лихвинских межледниковых отложений: 1 – озерных, под двумя моренами, 2 – озерных, под одной мореной, 3 – аллювиальных, под одной мореной. 4 – Разрезы горкинсаких межледниковых отложений. Границы распространения ледников: 5 – окского, 6 – вологодского, 7 – московского, 8 – поздневалдайского (осташковского)

ристики не типичны для оптимума лихвинского межледниковья» [Реконструкция..., 2008, стр. 59]. Такую характеристику может иметь и одно из межледниковий, предшествовавших донскому оледенению. Не могут однозначно интерпретироваться как лихвинские и отложения, подстилающие вторую сверху морену на р. Кунья.

Иначе обстоит дело с межледниковыми отложениями, встреченными на Сатинском полигоне между двумя моренами. По ним получена достаточно полная палинологическая характеристика, позволяющая уверенно относить их к горкинскому межледниковью, которое сопоставляется с 7 ИКС. Однако, эти отложения – явно аллювиальные, и потому не могут ничего сказать о возрасте подстилающей морены (аллювий может лежать на отложениях любого возраста).

Принадлежность к 8 ИКС верхней морены Чекалинского разреза и второй сверху морены Сатинского полигона обосновывается многочисленными ТЛ-датировками, попадающими в интервал 316 ± 80–275 ± 60 тыс. лет. Однако известно, что ТЛ-датировки с возрастом более 150 тыс. лет часто бывают сильно омоложены; в последнее время характерный пример этого приведен в статье А.Р. Агатовой и др. [2009] для известного разреза Чаган, где для одних и тех же отложений в разных лабораториях были получены датировки 476 ± 51, 480 ± 20 и 124 ±15, а также 505 ± 20 и 330 ± 57 тыс. лет.

Таким образом, надежные данные о принадлежности как второй сверху морены Подмосковья, так и морены Днепровского ледникового языка к первой половине среднего неоплейстоцена (ИКС 8) отсутствуют. В то же время, как показано выше, имеются убедительные доказательства того, что первая из них относится к ранненеоплейстоценовому донскому оледенению, а вторая – к оледенению конца среднего неоплейстоцена (ИКС 6).

Иногда говорят, что дискуссионным является вопрос о самостоятельности московского оледенения; однако при этом происходит подмена понятий. На самом деле, никто не сомневается в самостоятельности оледенений, соответствующих 6 и 8 изотопно-кислородным стадиям. Дискуссионным является только вопрос о границах распространения этих оледенений, т. е о том, какое из этих оледенений имело большие размеры.

3. Дискуссионным остается и вопрос о границах распространения окского оледенения. Как известно, первоначально к окскому оледенению были отнесены пески с галечником в основании, подстилающие лихвинские межледниковые отложения в Лихвинском (Чекалинском) разрезе; позже в этих песках был обнаружен характерный комплекс леммингговой микротериофауны, названный суворовским [Александрова, 1982]. Когда скважинами здесь была вскрыта и морена, она стала рассматриваться как окская [Москвитин, 1931]; позже севернее были обнаружены и ее выходы на поверхность. Однако, в дальнейшим выяснилось, что эта морена отделяется от отложений окского времени толщей озерных отложений, содержащих элементы рославльской палинофлоры (вероятно, переотложенные), что свидетельствовало о более древнем (донском) возрасте этой морены [Болиховская, 1995]. Очевидно, в Чекалинском страторайоне окские отложения представлены только аллювиальными отложениями с остатками леммингов; поэтому по решению секции четвертичных отложений РМСК по центру и югу Русской платформы за стратотип окской морены принят разрез Малаховка в Рославльском страторайоне, где она залегает между рославльскими и лихвинскими отложениями [Бюллетень …, 1992, стр. 42].

В то же время выяснилось, что в Одинцовском страторайоне московская морена лежит непосредственно выше рославльских отложений, и следы окской морены здесь отсутствуют [Маудина и др., 1986]. Уверенно она выделяется только на севере Московской области, а также севернее г. Рославля, где в западинах на ее поверхности развиты лихвинские озерные отложения, не известные южнее (рис. 2)[1]. Поэтому можно думать, что окское оледенение доходило только до северной части современной Московской области и окрестностей г. Рославля, а южнее не распространялось.

Однако, Н.Г. Судакова с коллегами по-прежнему относят к окскому оледенению нижнюю морену Чекалинского страторайона, хотя и показывают ее большое сходство по вещественному составу с мореной, подстилающей рославльские отложения в разрезе Глазово [Судакова и др., 2009]. А.А. Величко также считает, что окское оледенение распространялось до р. Ока, относя к нему морену, на которой развита инжавинская (лихвинская) погребенная почва. Однако мне представляется, что эта морена скорее принадлежит донскому оледенению, а залегание на ней инжавинской почвы связано с неполнотой разреза, часто наблюдающейся и в субаэральных отложениях.

[1]Выше указывалось, что озерные отложения, приуроченные к остаточным западинам на поверхности морены, хорошо маркируют границу распространения соответствующего оледенения.

Литература

Агаджанян А.К., Бирюков И.П., Шик С.М. Палеонтологическая характеристика рославльских межледниковых отложений в стратотипическом разрезе // Доклады АН СССР, 1988, т. 299, № 5. С. 1191–1195.

Агатова А.Р., Непол Р.К., Хазина И.В. и др. О возможности корреляции оледенений Горного Алтая со шкалой Specmap и оледенениями Западний Сибири // Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичн. периода. Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, 2009. С. 27–29.

Александрова Л.П. Новый вид копытного лемминга (Dicrostonyx okaensis sp. nov.) и его значение для определения возраста отложений окского оледенения Лихвинского стратотипического разреза // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 17–21.

Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горецкий К.В. и др. Стратиграфия и геологические события среднего и верхнего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 15–24.

Ауслендер В.Г., ПлешивцеваЭ.С., Горшкова С.С. Озерные бассейны среднего валдая на территории г. Санкт-Петербурга и его окрестностей // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. С 99–111.

Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.

Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Эволюция растительности и климата на юго-восточном побережье Финского залива в интервале 39–33 тыс. лет назад // Вестник МГУ. Сер 5. География. 2009, № 6. С.46–53.

Бреслав С.Л. Четвертичная система // Геология СССР, том IV. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание. С. 489–636.

Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Маудина М.И. Новые данные по Одинцовскому стратотипическому району // Доклады АН СССР, 1979, т. 248, № 1. С.161–166.

Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы, вып. I. М.: Росгеолфонд, 1992. 206 с.

Величко А.А. О возрасте морен Днепровского и Донского языков // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 7–19.

Величко А.А., Губонина З.П., Морозова Т.Д. О возрасте перигляциальных лёссов и ископаемых почв по результатам изучения озерно-болотных отложений у с. Мезин // Доклады АН СССР, 1964, т. 150, № 3. С. 619–622.

Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д. и др. Проблемы геохронологии и корреляции лёссов и ископаемых почв Восточной Европы //Известия АН СССР. Сер. геогр., 1984, № 6. С. 5–19.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. и др. Проблемы хроностратиграфии и корреляции почвенно-лёссовой формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Институт географии, 1992. С. 115–140.

Вознячук Л.Н. Некоторые вопросы палеогеографии среднего плейстоцена Русской равнины // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.: Наука, 1967. С. 131–137.

Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геогр. наук. Киев: Институт географии НАН Украины, 2004. 41 с.

Грибченко Ю.Н., Немцова Г.М. Участок оз. Белое – Вологда – Янгосарь – Трубайка – Яковлевское // Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2001. С.64–74.

Заррина Е.П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов европейской части СССР. Л.: Недра, 1991. 187 с.

Карпухин С.С., Судакова Н.Г., Фаустов С.С. Об интерпретации палеомагнитных данных по моренам покровных оледенений // Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичн. периода. Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, 2009. С. 266–269.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешкина Е.А. и др. О нижнечетвертичном возрасте Донского ледникового языка // Докл. АН СССР, 1980. Т. 398, № 252. С. 677–680.

Краснов И.И. (ред.) и др. Карта четвертичных отложений европейской части СССР и прилегающих территорий масштаба 1:1 500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1971.

Краснов И.И., Арсланов Х.А., Казарцева Т.И. и др. Опорный разрез Верхнеплейстоценовых отложений в Приневской низменности в карьере Келколово //Региональная геология и металлогения, 1995, № 4. С. 88–99.

Лийвранд Э. К методике палинологических исследований отложений межледниковых и ледниковых эпох на примере разреза Коневич в Смоленской области // Известия Академии наук Эстонской ССР. Геология. 1985, т. 34, № 1. С. 18–21.

Лобанов А.И. Разрезы четвертичных отложений в районе г. Рыбинска (Ярославская область) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичн. периода, № 65, 2004 С. 51–63.

Маудина М.И., Красновская Ф.И., Семенов В.В. и др. Одинцовский страторайон и проблемы корреляции плейстоцена Подмосковья // Геология и полезные ископаемые центрального района Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1986. С. 73–84.

Марков К.К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги // Тр. Верхнее-Волжской экспедиции ЛГУ, вып.I. 1940. 58 с.+12 вкладок.

Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем четвертичных отложений европейской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1964. 53 с.

Москвитин А.И. Геологический очерк Калининской области. // Уч. зап. МГУ, география, вып. XXXI, ч. 1, 1939. С. 29–108.

Москвитин А.И. Новое о Лихвинском обнажении // БМОИП, отд. геологии, 1931, т. IX, № 1–2. С. 173–186.

Москвитин А.И. Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения в ряду оледенений Европы // БМОИП, отд. геологии, 1946, т. 21, вып. 4. С. 79–98.

Москвитин А.И. «Теплые» и «холодные» межледниковья как основа стратиграфического подразделения плейстоцена // Материалы совещания по изучению четвертичн. периода, т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 41–52.

*Никонов А.А.*Новый опорный разрез позднеплейстоценовых отложений «Вока» на южном берегу Финского залива // Доклады Ауадемии Наук, 2007, т. 414, № 3. С. 368–371.

Никонов.А.А., ван дер Плихт Х., Сулержицкий Л.Д. и др. Местонахождение остатков мамонтовой фауны «карьер Келколово» в Ленинградскойц области и ее возраст // Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичн. периода. Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, 2009. С. 437–439.

Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю., Шик С.М. Межледниковые отложения в районе г. Балашиха // Доклады АН СССР, т. 248, № 1, 1979. С. 185–190.

Последний европейский ледниковый покров. М.: Наука, 1965. 220 с.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. М.: ГЕОС, 2001. 159 с.

Путеводитель экскурсии 10-В 27-го Международного геологического конгресса. Четвертичные отложения окрестностей г. Ростова-Ярославского // М.: Наука, 1984. 17 с.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 261 с.

Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена центра Русской равнины. М.: МГУ, географический факультет, 2008. 167 с.

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 157 с.+11 табл.

Салов И.Н. О возрасте рославльских межледниковых отложений. Смоленск, 1971. 48 с.

Семененнко Л.Н., Алешинская С.В., Валуева М.Н. и др. Опорный разрез верхнего плейстоцена у фабрики Первого Мая Дмитровского района Московской области (разрез древнего Татищевского озера) // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии центральных районов европейской части СССР. М.: Росгеолфонд, 1981.

*Собалев В.М.*Состав, стратиграфия позднечетвертичных отложений горла Белого моря и основные черты его палеогеографии // Проблемы географии и

стратиграфии плейстоцена. Вып. 2.М.: Географический факультет МГУ, 2008. С. 144–156.

Собалев В.М. Стратиграфия и состав отложений горла Белого моря // Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичн. периода. Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, 2009. С. 554–556.

Структура и динамика последнего оледенения Европы. М.: Наука, 1977. 143 с.

Судакова Н.Г., Введенская А.И., Восковская Л.Т. и др. К проблеме стратиграфии плейстоцена Клинско-Дмитровской возвышенности // М.: ГЕОС, 1997. С 171–180.

Судакова Н.Г., Рычагов Г.И., Антонов С.И. Актуальные проблемы стратиграфии и палеогеографии среднего плейстоцена Центра Русской равнины // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. М.: ГЕОС, 2007. С. 86–90.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И. и др. Дискуссионные вопросы корреляции опорных разрезов и маркирующих горизонтов плейстоцена в центре Русской равнины. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичн. периода. Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, 2009. С. 570–572.

Судакова Н.С., Немцова Г.М. О корреляции опорных разрезов нижнего и среднего неоплейстоцена в бассейне верхней Оки // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы, вып. 4. М.: РАЕН, 2009. С. 105–110.

Фаустов С.С., Карпухин С.С., Судакова Н.Г. Влияние условий седиментации морен на ориентировку векторов остаточной намагниченности. // Вестник Моск. ун-та, сер 5. География. 2010, № 1. С. 35–43.

Чеботарева Н.С., Макарычева Т.И. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 216 с.

Шик С.М. О самостоятельности московского оледенения // Доклады АН СССР, т. 117, № 2, 1957. С. 283–286.

Шик С.М. Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы // Бюллетень МОИП, отд. геологии, 2004, т. 79, вып. 5. С. 82–92.

Шик С.М. Проблемы стратиграфии и палеогеографии среднего неоплейстоцена // Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода («Квартер-2005»). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 459–460.

Шик С.М. Некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичн. периода. № 68, 2008. С. 40–49.

Шик С.М., Осипова И.М, Пономарева Е.А. и др. Гипостратотип горкинского горизонта (средний неоплейстоцен) у д. Пальниково (Тверская область) // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы, вып. 4. М.: РАЕН, 2009. С. 111–121.

Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess–palaeosol records // Quaternary International 201 (2009). P. 67–76.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 70, 2010 г.

О РАСПРОСТРАНЕНИИ ВИДА *ELPHIDIELLA ARCTICA* (PARKER ET JONES) В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ТИХОГО ОКЕАНА

И.М. Хорева

На северо-западе Пацифики в морских четвертичных отложениях описаны ассоциации бентосных фораминифер [Саидова, 1961, 1964]. Среди них характерным видом является *Elphidiella arctica* (Parker et Jones), оригинал которого происходит из бассейна Северного Ледовитого океана. Этот арктический вид чрезвычайно широко распространен на шельфах арктических и субарктических морей.

Раковина круглая. Обычно диаметр превышает толщину в 2–2.5 раза. В наружном обороте раковины от 9 до 11 камер, которые довольно равномерно возрастают в размерах. Швы между камерами углубленные с двойным рядом септельных ямок. Устье иногда имеет вид щели. Таким образом, можно говорить о разнообразно устроенной раковине и хорошо развитой сложной системой каналов (рис. 1, 2).

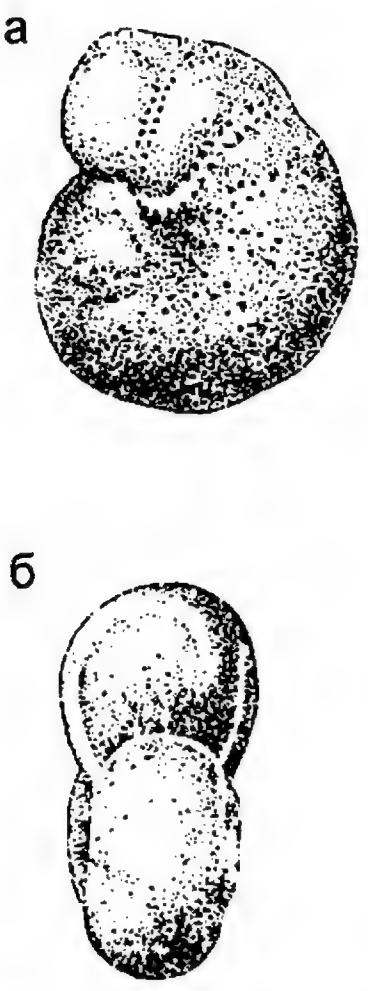


Рис. 1. *Elphidiella arctica* (Parker et Jones), ×50
а – вид с боковой стороны, б – вид с периферического края

Вид Elphidiella arctica резко отличается от других видов данного рода в изученной коллекции автора, хранящейся в Геологическом институте РАН. Например, от вида *Elphidiella groenlandica* (Cushman) он отличается большей величиной раковины, широко закругленным периферическим краем (у *Elphidiella groenlandica* периферический край резко угловатый), количеством камер (9–11 вместо 15), углубленными изогнутыми швами (у *Elphidiella groenlandica* швы едва углублены), углубленной пупочной областью (у *Elphidiella groenlandica* устьевая поверхность имеет вид треугольника).

По мнению Н.А. Волошиной вид *Elphidiella arctica* генетически близок к виду *Elphidiella crassarugosa*, оригинал которого происходит из помырских отложений о. Сахалин [Волошина и др., 1970].

В настоящее время вид обитает во всех морях Северного Ледовитого океана. Кроме того, находки *Elphidiella arctica* встречены в Беринговом море в Анадырском заливе, у западного побережья – от мыса Наварин до мыса Олюторского, в Олюторском заливе, в северной части Карагинского залива, в районе мыса Сивучего на глубине 24–250 м. Самое большое количество экземпляров найдено у мыса Наварин и Олюторского на глубине 62 м и 88 м.

В Охотском море представители этого вида встречены у о. Аланд, у южного окончания Камчатки, южнее мыса Южного, в горле залива Шелехова, у п-ова Хмитевского на глубине 47–204 м, в районе Шантарских островов, у северо-восточного побережья Сахалина в заливе Терпения на глубине до 300 м. Наибольшее число экземпляров найдено в районе Шантарских островов на глубине до 100 м. В Японском море вид встречен в Татарском проливе, у западного побережья Южного Сахалина на глубине 15–120 м. В Тихом океане вид встречен у

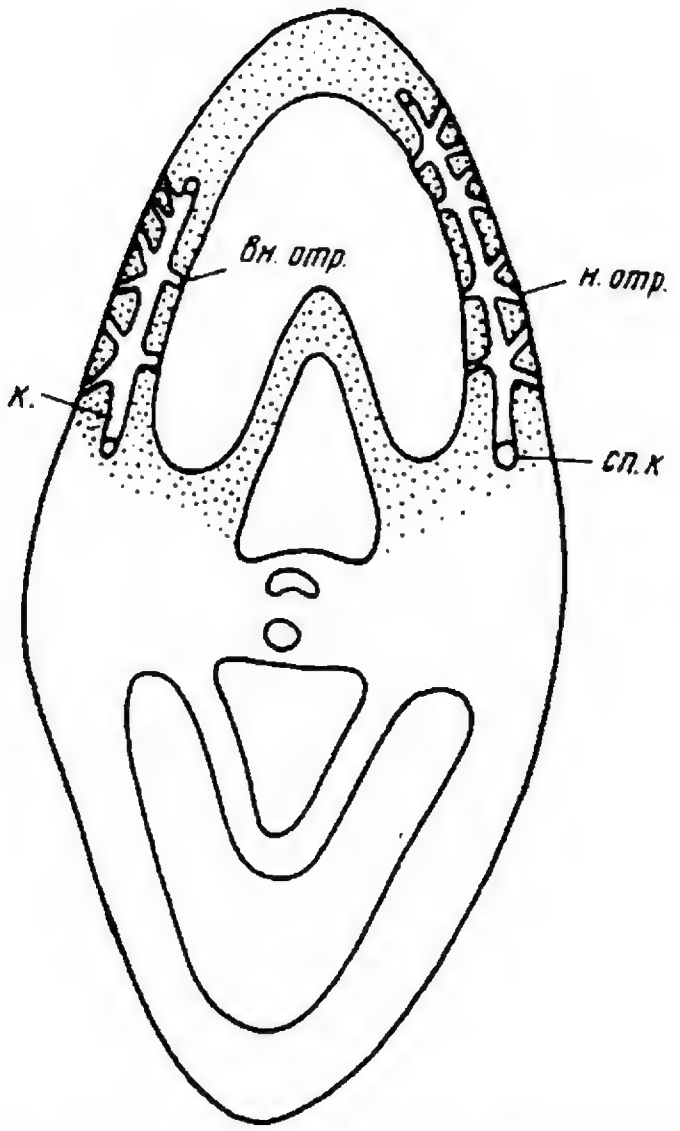


Рис. 2. Расположение каналов (Крашенинников, 1960), ×25

Сп. к. – спиральный канал; к – интерсептальный меридиональный канал; н. отр. – наружные отростки канала, которые открываются на поверхности; вн. отр. – внутренние отростки канала, которые открываются в полость камеры

островов Медный и Беринга на глубине 100–118 м, у Камчатского побережья на глубине до 214 м, у Курильских островов на глубине 50–250 м. Наибольшее число экземпляров обнаружено у о-ва Итуруп на глубине 126 м, у о-ва Медный на глубине 118 м [Саидова, 1961, 1964].

Возникает вопрос, как вообще распространялся этот вид в данном регионе и в какое время?

В ископаемом состоянии вид известен из плейстоценовых отложений Чукотки, Камчатки, о. Карагинского. Максимального количества вид достигает в среднеплейстоценовых отложениях Чукотки (в крестовских и оссорских слоях),

Крестовские и оссорские слои имеют сложное строение. Например, крестовская свита подразделена на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Переходы между ними постепенные, но достаточно отчетливые. Нижняя и верхняя сложены слоистыми песчаными осадками Средняя представлена серо-сизыми суглинаками, в которых рассеяны валуны. Именно в этих отложениях обнаружены бентосные фораминиферы, в частности *Elphidiella arctica* в значительном количестве. *Elphidiella arctica* обнаружен также в плейстоценовых отложениях Аляски, в разрезах которых характеризует наиболее холодноводные условия обитания [Todd, Low, 1967].

В среднеплейстоценовое время акватория моря была населена фораминиферами, обитающими в настоящее время в северных морях – Карском, Восточно-Сибирском и море Лаптевых.

Довольно богатая ассоциация фораминифер известна из разрезов о. Сахалин. С трансгрессивной серией осадков в начале помырского времени связаны многочисленные находки фораминифер. Подробная характеристика отложений помырского времени приводится в ряде работ [Гладенков, 1978; Гладенков и др., 1999].

В основании помырских отложений обнаружена ассоциация фораминифер, включающая: *Retroelphidium clavatum, Pseudoelphidium hannai, Saidovella nagaoi, Quinqueculina akneriana, Trichohyalus barteetti, Pseudopolymorphina suboblonga, Sigmomorphina fenestrata, S. Lautenschlaegerae, Polymorphina charlotensic, Islandiella laticamerata, I. Teratis, I. Californica, Buccella granulata* иряд других видов в небольшом количестве экземпляров.

Ассоциация фораминифер многочисленная и очень своеобразная. Своеобразие состоит в том, что в ее состав входит ряд видов современного облика *Elphidium mironovi, Cribroelphidium subarcticcum*.

Эта перестройка состава биоты связана с проникновением, по крайней мере, в ее северной части арктических элементов.

Вид *Elphidiella arctica* известен в плейстоценовых отложениях Западной Сибири.

Литература

Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1970. 391 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 284).

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.

Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Баринов К.Б., Брутман Н.Я., Витухин Д.И., Гречин В.И., Иваньшина Л.П., Маргулис Л.С., Орешкина Т.В., Радченко В.Г., Ступин С.И. Экосисмемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта). М.: ГЕОС, 1999. 131 с.

Крашенинников В.А. Эльфидииды миоценовых отложений Подолии. Труды ГИН АН ССР. Вып. 21., 1960.

Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1961. 226 с.

Саидова Х.М. Распределение донных фораминифер и стратиграфия осадков в северо-восточной части Тихого океана // Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1964. Т. 68. С. 48–56.

Todd R., Low D. Recent Foraminifera from the Gulf of Alaska and Southeastern Alaska // Geol. Surv. Profess. Pap. A. 1967. Vol. 573. P. A1–A46.

ИНФОРМАЦИЯ О РАБОТЕ КОМИССИИ ОНЗ РАН ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ЗА 2008–2009 г.г.

В 2008 г. важнейшим событием была VIII Всероссийская конференция «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики», прошедшая 9–11 ноября в г. Мурманске на базе Мурманского биологического института КНЦ РАН.

Основные организаторы: Российская академия наук, Кольский научный центр, Мурманский биологический институт, Комиссия ОНЗ РАН по изучению четвертичного периода, рабочая группа «Шельф» Научного Совета РАН по проблемам Мирового океана, Министерство экономического развития и торговли РФ, Министерство образования и науки РФ.

К конференции издан сборник материалов «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики» (выпуск 8), объемом 56.0 п.л.

В работе конференции приняли участие 140 специалистов. Было заслушано 60 докладов.

В ряде докладов рассматривалось современное состояние природной среды, состояние экосистем и экологоресурсного потенциала. Подробно отмечались особенности строения четвертичных отложений в арктических широтах. Целый ряд сообщений посвящены биоразнообразию сообществ арктических систем. Серьезное внимание уделено динамике климатических изменений. Были изложены интересные данные при археологических исследованиях. В целом, значительная часть докладов посвящена изучению глобальных проблем четвертичного периода Арктики и его палеогеографии.

В этом же году был издан «Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода» № 68 объемом 15.0 п.л.

В 2009 г. было организовано VI Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований», прошедшее с 19 по 23 октября в г. Новосибирске.

Совещание было организовано: Отделением наук о Земле РАН, Комиссией ОНЗ РАН по изучению четвертичного периода, Институтом нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН при финансовой поддержке ИНГГ СО РАН (программы № 15 и № 17) и РФФИ (грант № 09-05-00092).

В работе совещание приняли участие 120 специалистов, представляющих научные, производственные организации и высшие учебные заведения Российской Федерации. Присутствовали ученые из разных городов: Владивостока, Магадана, Петропавловска-Камчатского, Томска и др., в совещании приняли участие геологи и палеонтологи из Германии и США.

К началу совещания опубликован сборник материалов «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований», объемом 78.0 п.л. Кроме того, опубликован «Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода» № 69 объемом 19.0 п.л. Это специальный том, посвященный современным проблемам квартера Западной Сибири.

В ходе совещания были выделены главнейшие направления дальнейших исследований квартера.

1. В связи с понижением нижней границы четвертичной системы до уровня 2.6 млн. лет рекомендуется сосредоточить внимание на проведении междисциплинарных исследований по изучению природных условий в интервале 1.8–2.6 млн. лет.

2. Обратить внимание Четвертичной комиссии МСК на проведение работы по дальнейшему уточнению стратиграфических подразделений четвертичной системы.

3. Необходимо возобновить работу в Сибирском отделении РАН филиала Комиссии по изучению четвертичного периода. Председателем этого филиала просить быть д.г.-м. наук, проф. В.С. Волкову, ученым секретарем И.В. Хазину.

4. Следующее совещание рекомендует провести в 2011 г. в Апатитах.

5. Рекомендовать Комиссии предпринять определенные усилия по включению журнала «Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода» в перечень ВАКа, как рецензируемое и един-

ственное в России издание, посвященное целиком результатам изучения четвертичного периода.

6. В настоящее время имеется существенная неопределенность в интерпретации результатов дозиметрических (ТЛ, ОСЛ и др.) методов датирования, что приводит к большим дискуссиям и неопределенности вновь полученных геохронологических данных. В связи с этим возникает потребность в разработке пояснительной записки с анализом достоинств и недостатков тех или иных технологий датирования. Просить В.С. Шейнкман (Ин-т географии СО РАН, Иркутск) составить соответствующую инструкцию публикаций результатов датирования в «Бюллетене комиссии по изучению четвертичного периода».

7. В области археологической геологии крайне актуальным и важным является тщательное обоснование возраста вновь обнаруженных памятников древнего человека.

8. Совещание отмечает, что решение практических вопросов четвертичной геологии тесно связано с разработкой теоретических проблем экологии и экогеохимии.

С 3 по 6 февраля 2009 г. в Москве прошло XLII Тектоническое совещание «Геология полярных областей Земли (в связи с завершением Международного полярного года 2007–2008)».

Организаторы совещания были: Отделение наук о Земле РАН (ОНЗ РАН), Межведомственный тектонический комитет при (МТК), Комиссия по изучению четвертичного периода РАН, Геологический институт РАН (ГИН РАН), Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Геологический факультет, Министерство природных ресурсов РФ (МПР), Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, Севморгео, Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ).

Во время совещания, кроме пленарных заседаний, работали 6 секций, одна из которых была специально посвящена четвертичной геологии и палеоклиматам Арктики.

К совещанию были изданы тезисы докладов.

С 1 по 3 апреля в Москве состоялось Всероссийское научное совещание «Актульные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33 МГК (Норвегия, 2008 г.)».

Основные организаторы совещания: Геологический институт РАН, Неогеновая и Четвертичная комиссии МСК, Комиссия ОНЗ РАН по изучению четвертичного периода.

В совещании участвовали 60 специалистов. Было заслушано 27 научных докладов, которые были посвящены как региональным проблемам (разработке стратиграфических схем нового поколения, палеогеографическому моделированию и пр.), так и глобальным, кающимся статуса квартера, как подразделения международной стратиграфической шкалы, положения его нижней границы и его структуры (выделения в нем новых подразделений – ярусов и т. д.).

Значительная часть материалов и решение совещания опубликованы в книге «Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33 МГК (Норвегия, 2008 г.)» объемом 14 п.л.

Российские специалисты принимают участие в работе международных комиссий, комитетов, подразделений INQUA. Постоянным членом подкомиссии по стратиграфии квартера (SEQS) является А.С. Тесаков, активно участвующий в обсуждении вопроса о статусе квартера, его нижней границы. А.К. Маркова продолжала работать в Европейской ассоциации по изучению четвертичных млекопитающих при стратиграфической комиссии INQUA.

М.В. Сотникова, Л.А. Головина, Н.В. Алексеева участвовали в заседании подкомиссии по стратиграфии неогена «Regional Committee on Mediterranean. Neogene Stratigraphy (RCMNS)» 13 Congress RCMNS – 2–6 september 2009. Naples, Italy.

А.Н. Симакова, А.С. Тесаков приняли участие в конференции подкомиссии по европейской стратиграфии квартера (SEQS), которая проходила в Испании: «The Quaternary of southern Spain: a bridge betveen Africa tre Alpine domain». 2009 SEQS Annual Congress September 28-Oktober 3. Ore and Lucena (Spain).

Ежемесячно Комиссией проводились научные заседания, на которых заслушивались доклады как по глобальным, так и по региональным проблемам квартера.

В 2009 г. Международная комиссия по стратиграфии (ICS) представила следующие рекомендации, которые необходимо иметь ввиду: исследователям четвертичного периода нашей страны

1. Нижняя граница плейстоценового отдела должна быть понижена так, чтобы плейстоцен включал ярус гелазий и его нижняя граница определялась GSSP Монте Сан Никола, которая определяет основание гелазия;

2. Нижняя граница четвертичной системы и соответственно граница неоген-квартера формально определяется GSSP Монте Сан Никола и таким образом совпадает с основанием плейстоцена и гелазия;

3. В соответствии с такими определениями ярус гелазий перемещается из плиоценового отдела в плейстоцен.

Ю.А. Лаврушин, И.Д. Хорева, И.А. Чистякова

ПОТЕРИ НАУКИ

Памяти Яна-Мати Пуннинга (13.III.1940 – 21.XI.2009)

Ушел из жизни Я.-М. Пуннинг, крупный специалист в области четвертичной геологии, геохронологии, палеогеографии, гляциологии, известный нескольким поколениям исследователей бывшего СССР. Его труды хорошо известны в стране и за рубежом, неизменно пользовались доверием и используются до сих пор.

Вся жизнь Я.-М. Пуннинга была посвящена науке, начиная от новых методических разработок по геохимии и изотопии, и вплоть до рассмотрения основных проблем изучения четвертичного периода. Одновременно он активно занимался организацией работ в разных регионах страны, научной кооперацией специалистов разного профиля. При нем и с его прямым участием Тартуская радиоуглеродная лаборатория в Институте зоологии и ботаники АН ЭССР, а позднее лаборатория изотопной геохронологии в Институте геологии АН ЭССР в Таллинне, стали едва ли не самыми надежными и производительными по результатам датирования в бывшем СССР. Главным принципом его работы всегда оставалось стремление использовать широкий спектр физико-химических методов в решении вопросов четвертичной геологии и палеогеографии. Много усилий он употребил, чтобы обеспечивать контроль достоверности получаемых разными способами датировок.

В 70-е годы прошлого века вместе с Г.И. Хютт Пуннинг разрабатывал физические основы термолюминесцентного метода датирования по минеральным компонентам отложений. Вместе с коллегами еще более 30 лет назад впервые применил совместно методы радиоуглеродного, термолюминесцентного, U/Io и ЭПР анализов при изучении представительных отложений на Шпицбергене и в Архангельской области, и при этом были получены согласующиеся результаты. Первым из специалистов в СССР Пуннинг начал изучение вариаций $\delta^{18}O$ в ледниках Арктики с целью восстановления истории развития оледенения Северного полушария. Он также попытался использовать изотопные методы для познания условий образования лессовых пород. Я.-М. Пуннинг персонально, частично совместно с другими коллегами, брался за разрешение возникавших спорных вопросов. Среди них уделялось внимание корреляции опорных разрезов в области последнего оледенения на Русской равнине, молодым движениям земной коры, колебаниям уровня Балтики в голоцене, соотношению периодов трансгрессий Мирового океана с оледенениями на континентах, палеогеографии позднего плейстоцена.

На тему «Применение изотопно-геохимических методов для изучения эволюции оледенения»

Я.-М. Пуннинг успешно защитил докторскую диссертацию в Москве в 1981 г. Опубликованные Пуннингом книги не потеряли значения на протяжении прошедших десятилетий. Среди них: «Радиоуглеродный метод и его приложение в четвертичной геологии и археологии» (совместно с Е. Ильвесом и А. Лийва, Таллинн, 1974), «Роль радиоуглеродного анализа в палеогеографических исследованиях» (совместно с Л.Р. Серебрянным, М., 1976), «Методы датирования четвертичных образований в целях палеогеографических реконструкций» (совместно с А.В. Раукасом, Москва, 1983), «Палеогеография позднечетвертичного времени Северной Европы» (Москва, 1985). Всего им опубликовано свыше 500 научных работ.

Многие публикации Я.-М. Пуннинга выходили в известных международных журналах. Одна из таких работ совместно с супругами Ю.К. и А.В. Васильчук из МГУ им. М.В. Ломоносова представляет обширную сводку радиоуглеродных датировок остатков мамонта в целом по Евразии. Эти и многие другие его работы, продуманные и конклюзивные, до сих пор актуальны и принимаются во внимание при обращении к соответствующим районам и проблемам.

Я.-М. Пуннинг вел неутомимую экспедиционную деятельность в таких разных регионах как Русская равнина, Памир, Полярный Урал и Печора, Шпицберген. Он долгое время активно работал в Географическом обществе Эстонии, став его президентом, позднее был избран почетным членом Эстонского и Русского географических обществ. Вел преподавательскую деятельность в качестве профессора Таллиннского университета.

Отдельный, весьма плодотворный период научной деятельности, и теоретической; и в значительной мере прикладной, связан с развитием независимой Эстонии. Я.-М. Пуннинг приложил много усилий к созданию в системе Эстонской Академии наук Института экологии, который он и возглавлял с 1992 по 2005 гг. Хорошо понимая гео- и биоэкологические проблемы, вполне ориентируясь в мировых тенденциях развития экологических исследований и требованиях нового экологического сознания, он положил много энергии по комплексному изучению ключевых участков, с реконструкцией истории развития природной обстановки и ее сохранения.

Ученый ушел из жизни, не дожив до 70 лет, в активном, творческом возрасте. Работал он до самого конца, так что в списке публикаций находим и его работы, вышедшие в 2007–2009 гг. Исследователи природы, занимающиеся четвертичной геологией и палеогеографией в России, хранят добрую память о Я.-М. Пуннинге как о высококвалифицированном, принципиальном ученом, энтузиасте внедрения новых методов и идей в нашей науке, в разработке путей изучения и сохранения природных ландшафтов, приятном в общении, жизнерадостном и доброжелательном человеке.

Котляков В.М., Никонов А.А., Сулержицкий Л.Д.,
Арсланов Х.А., Чичагова О.А., Васильчук Ю.К., Васильчук А.В.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 70, 2010 г.

СОДЕРЖАНИЕ

П.М. Андерсон, А.В. Ложкин, Т.В. Матросова ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ КЛИМАТЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ЗАПАДНОЙ БЕРИНГИ.....5

Ю.А. Лаврушин, А.Н. Бессуднов, Е.А. Спиридонова, Н.П. Кураленко, Г.В. Холмовой, А.А. Бессуднов ДИВНОГОРЬЕ (СРЕДНИЙ ДОН): ПРИРОДНЫЕ СОБЫТИЯ ВРЕМЕНИ ФИНАЛЬНОГО ПАЛЕОЛИТА.....23

Н.И. Глушанкова РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ЛАНДШАФТАХ ПОСТЛИХВИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ В ЦЕНТРЕ И НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ.....35

Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов, Н.С. Березина А.Ю. Березин, А.А. Хисяметдинова, Д.А. Попов, И.М. Ваганов, А.Ю. Овчинников, А.Г. Кондрашин ШОЛМСКАЯ ПОГРЕБНАЯ ПОЧВА НА ФИНАЛЬНОПАЛЕОЛИТИЧЕСКОМ ПОСЕЛЕНИИ ШОЛМА-1 (ПРОВОЛЖСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ, ЧУВАШСКОЕ ПЛАТО).....45

Д.С. Зыков ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ВОЗРАСТ СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ В РАЙОНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. СУХОНА (ВОЛОГОДСКАЯ ОБЛАСТЬ).....59

С.С. Карпухин, Н.Г. Судакова ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В СВЕТЕ ГЕОСИНЕРГЕТИЧЕСКОЙ МЕТОДОЛОГИИ.....71

Я.В. Кузьмин ГЕОАРХЕОЛОГИЯ И ЭКОНОМИКА КАМЕННОГО ВЕКА О. САХАЛИНА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ): КОНЦЕПЦИИ И ПРОБЛЕМЫ.....80

Н.В. Макарова, Т.В. Суханова, Б.Г. Аникин СТРОЕНИЕ ТАЛЬВЕГОВОГО (ИНСТРАТИВНОГО) АЛЛЮВИЯ В ДОЛИНАХ ГОРНЫХ РЕК СРЕДНЕЙ АЗИИ.....92

С.М. Шик О ГРАНИЦАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОЛЕДЕНЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ.....100

И.М. Хорева О РАСПРОСТРАНЕНИИ ВИДА ELPHIDIELLA ARCTICA (PARKER ET JONES) В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ТИХОГО ОКЕАНА.....108

ИНФОРМАЦИЯ О РАБОТЕ КОМИССИИ ОНЗ РАН ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ЗА 2008–2009 г.г.....110

ПОТЕРИ НАУКИ

ПАМЯТИ ЯНА-МАТИ ПУННИНГА.....112

BULLETIN OF COMISSION FOR STUDY OF THE QUATERNARY
№ 70, 2010

CONTENTS

P.M. Anderson, A.V. Lozhkin, T.V. Matrosova LATE QUATERNARY CLIMATES AND VEGETATION OF WESTERN BERINGIYA.....5

Yu.A. Lavrushin, A.N. Bessudnov, E.A. Spiridonova, N.P. Kuralenko, G.V. Kholmovoy, A.A. Bessudnov DIVNOGORIE (DON MIDDLE COURSE) ENVIRONMENTAL EVENTS DURING THE TERMINAL PALEOLITHIC.....23

N.I. Glushankova SOIL COVER RECONSTRUCTIONS IN THE LANDSCAPE OF POSTLIKHVIN INTERGLACIATION IN THE RUSSIAN PLATFORM CENTER AND EAST.....35

L.A. Gugalinskaya, V.M. Alifanov, N.S. Berezina, A.Yu. Berezin, A.A. Khisyametdinova, D.A. Popov, I.M. Vaganov, A.Yu. Ovchinnikov, A.G. Kondrashin SHOLMA BURIED SOIL IN THE FINAL PALEOLITHIC SETTLEMENT SHOLMA-1 (VOLGA UPLAND, CHUVASH PLATEAU).....45

D.S. Zykov ORIGIN AND AGE OF FOLDED DEFORMATIONS IN PERMIAN DEPOSITS IN THE SUKHANA RIVER MIDDLE STREAM (VOLOGDA REGION).....59

S.S. Karpukhin, N.G. Sudakova PALEOGEOGRAPHIC MORPHOGENESIS CONCEPTIN THE LIGHT OF GEOSYNERGETIC METHODOLOGY.....71

Ya.V. Kuzmin GEOARCHEOLOGY AND ECONOMICS OF THE STONE AGE IN THE SAKHALIN ISLAND (FAR EAST, RUSSIA): COCEPTS AND PROBLEMS..... 80

N.V. Makarova, T.V. Sukhanova, B.E. Anikin STRUCTURE OF THE THALWEG (INSTRATIVE) ALLUVIUM IN MOUNTAIN RIVER VALLEYS IN CENTRAL ASIA..... 92

S.M. Shik BOUNDARIES OF GLACIATION SPREADING IN THE CENTRAL PART OF RUSSIAN EUROPE..... 100

I.M. Khoreva DISTRIBUTION OF ELPHIDIELLA ARCTICA SPECIES (PARKER ET JONES) IN QUATERNARY DEPOSITS OF THE PACIFIC OCEAN NORTHWEST COAST..... 108

REPORT ON THE ACTIVITIES OF THE COMMISSION OF THE EARTH SCIENCES DIVISION RAS ON QUATERNARY RESEARCH FOR THE PERIOD FROM 2009–2010..... 110

THE SCIENTIFIC LOST
MEMORY OF JAAN-MATI PUNNING.....112

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 70

Бюллетень основан в 1929 г.

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН (главный редактор)
кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА
кандидат геолого-минералогических наук
И.А. ЧИСТЯКОВА

Макет *Р.И. Недумов*

ООО "Издательство ГЕОС"
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14
E-mail: geos@ginras.ru, geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Подписано к печати 21.12.2010
Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 14,5. Тираж 300 экз.
Заказ 70.

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО "ПК "Зауралье"
640022, г.Курган, ул. К.Маркса, 106.